

n° d'ordre : 1664

THÈSE

50 376
1995
365

présentée à

L'UNIVERSITÉ DES SCIENCES ET
TECHNOLOGIES DE LILLE

pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ EN GÉOLOGIE ET
GÉOCHIMIE SÉDIMENTAIRE**

par

Abderrazzak EL ALBANI

**LES FORMATIONS DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
DU BASSIN DE TARFAYA (MAROC MÉRIDIONAL) :
SÉDIMENTOLOGIE ET GÉOCHIMIE.**



soutenue le 09/12/1995 devant la commission d'examen :

Président : **H. Chamley**
Rapporteurs : **B. Beaudoin**
F. Robaszynski
Examineurs : **M. Caron**
J.F. Deconinck

*Je dédie ce mémoire à ma mère
et
à l'âme de mon père.*

AVANT-PROPOS

Le regard nostalgique porté sur le chemin parcouru et sur l'environnement humain au sein duquel se sont déroulées ces années de recherche me pousse à écrire ces premières pages de ma thèse qui sont souvent celles que l'on rédige en dernier.

Il m'est avant tout particulièrement agréable de remercier les personnalités ayant accepté de juger mon travail :

Monsieur Hervé Chamley, Professeur à l'Université de Lille I. Il s'est toujours intéressé à mon travail. Malgré ses multiples tâches, il a toujours su rester disponible pour me faire profiter de son savoir de géologue, de son esprit de synthèse et de son exigence scientifique. Ses multiples conseils et encouragements m'ont permis de franchir toutes les difficultés et de mener à bien le suivi et l'élaboration de ce mémoire. Ces quelques mots ne suffiront certainement pas à exprimer tout ce que je lui dois.

Monsieur Jean François Deconinck, Professeur à l'Université de Lille I; qui a bien voulu suivre de près l'ensemble de mes résultats. Sa grande compétence et son soutien m'ont beaucoup aidé dans tous les aspects de ce mémoire qu'il a toujours accepté avec gentillesse de corriger. Ses conseils et ses propositions ont toujours mis ma réflexion à dure épreuve. Je tiens à lui exprimer ma sincère gratitude pour le temps qu'il m'a consacré et les conseils qu'il m'a prodigués.

Madame Michèle Caron, Professeur à l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse). Elle m'a accueilli chaleureusement pour effectuer des stages au sein de son laboratoire et n'a cessé de m'encourager. Jamais critiques et conseils ne m'ont été aussi utiles et bénéfiques que ceux prodigués par M. Caron. Je suis très reconnaissant pour sa gentillesse et sa générosité et je tiens à lui exprimer mes sincères remerciements. Je remercie par la même occasion M. le Professeur C. Caron Directeur de l'Institut pour avoir mis à ma disposition les moyens nécessaires afin d'accomplir mon travail dans de bonnes conditions.

Monsieur Francis Robaszynski, Professeur à l'École Polytechnique de Mons (Belgique), qui m'a toujours prêté oreille attentive et main forte pour résoudre les problèmes biostratigraphiques. Quoique je puisse dire, je ne saurais lui traduire ma reconnaissance et ma gratitude. Il m'a fait bénéficier de ses conseils, de ses discussions enrichissantes et de ses documents personnels.

Monsieur Bernard Beaudoin, Professeur à l'École des Mines de Paris, me fait l'honneur de bien vouloir participer à ce jury, je l'en remercie vivement.

Monsieur Francis Amédéo qui a toujours accepté avec gentillesse de déterminer les ammonites (malgré leur nombre élevé) afin de résoudre les problèmes biostratigraphiques. Je tiens à lui exprimer ma gratitude la plus sincère.

Je suis redevable au Doyen et aux enseignants chercheurs de la Faculté des Sciences d'Agadir : N. El Kamali, I. Bettar, A. Ezaidi, M. Moussa, M. Aoutem, I. Lhamyani pour leur soutiens logistiques et administratifs qui m'ont permis de mener à bien ce travail. Ils ont toujours fait preuve de grandes compétences pour le bon déroulement des missions sur le terrain. J'ai constamment trouvé un accueil chaleureux parmi eux lors des missions. Sans leur aide, cette thèse n'aurait sans doute, jamais eu le développement attendu.

Monsieur J.R. Disnar, Directeur de recherche (C.N.R.S.) à l'Université d'Orléans, m'a fourni une aide appréciable en acceptant d'analyser la matière organique. Je tiens à lui exprimer ma reconnaissance la plus sincère.

Monsieur Jurgen Tarrow, Professeur à l'University College Oxford Londres (Angleterre), qui a accepté gentiment de me faire des analyses géochimiques et isotopiques. Il m'a accueilli chaleureusement chez lui afin de discuter mes résultats, ce qui m'a été d'une grande utilité, Je l'en remercie vivement, ainsi que sa famille.

Monsieur, Wolfgang Kuhnt, Professeur à l'Institut de Géologie et de Paléontologie de Kiel (Allemagne) qui a montré un grand intérêt à mon travail Il m'a accueilli chaleureusement plus d'une fois dans son laboratoire. Les nombreuses discussions et conseils qu'il m'a prodigué m'ont été d'une grande utilité. Qu'il soit assuré de ma reconnaissance pour toujours.

Ce travail a été réalisé grâce au soutien financier des gouvernements français et marocain dans le cadre d'une collaboration bilatérale. Sans leurs aides, ce travail n'aurait jamais été réalisé. Je tiens à leur exprimer mes sincères remerciements. Je remercie également les autorités des provinces du Sud Marocain (Layoune, Tan-Tan, Tarfaya et Akhfenir) qui nous ont facilité la tâche pour un bon déroulement des missions.

Je remercie vivement L. Leine, chercheur-ingénieur à la Shell "production & exploration" (Den Haag, Pays Bas) et M. Bikri, chercheur-ingénieur à l'office national de la recherche et l'exploration pétrolière "O.N.A.R.E.P" (Rabat, Maroc) pour les discussions et les informations que j'ai pu acquérir et qui m'ont aidé à avancer dans mes recherches.

Monsieur Philippe Recourt qui n'a jamais manqué de disponibilité ni de gentillesse pour m'initier aux techniques d'analyses d'argiles et à l'informatique, je l'en remercie vivement.

Monsieur L. Daoudi Maître assistant à la Faculté des Sciences de Marrakech II, qui m'a apporté son soutien par le biais de sa présence lors des missions sur le terrain, des discussions et des conseils dont il m'a fait profiter. Je lui exprime mes sincères remerciements.

Les enseignants-chercheurs de la "maison", M. Buatier, B. Tessier, P. Debrabant, M. Lopez, R. Cloutier, D. Vachard, J.L. Potdvin, J.J. Fleury et J.N. Proust qui m'ont tous apporté en fonction des spécialités de l'un ou de l'autre, un grand soutien scientifique qui m'a permis d'alimenter ma "curiosité scientifique". Je les remercie tous. Je remercie également, B. Ledesert, B. Beauvière, F. Chanier, J.L. Mansy, J.L. Schneider et J.M. Degardin pour leur soutien amical.

Madame F. Dujardin et Messieurs R. Ballenghien et M. Rouzé qui m'ont soulagé d'une partie des contraintes matérielles pour réaliser cette thèse.

Pendant mes stages de terrains, j'ai bénéficié de l'accueil chaleureux et amical des habitants de Tarfaya (M. Haj Abdellah "Baddad", son père et tous les membres de sa famille) et d'Akhfenir (Jallal et Abdelhafid). Grâce à eux j'ai pu avoir les facilité nécessaires afin d'effectuer mes missions. Je n'oublie pas la gendarmerie de la région qui a exécuté en un temps record les démarches administratives pour le bon déroulement des missions. Je les remercie tous.

Et non, je ne vous ai pas oublié, vous, mes amis (es) de tous les jours. Pendant toute cette période, vous avez subi mon tempérament de méditerranéen "homme du sud". A. Trentesaux "mon ami" et mon conseiller, avec qui j'ai partagé tant d'aventures. Ses multiples soutiens m'ont beaucoup aidé pour mener à bien cette thèse. C. Lazarou, mon ami et mon conseiller scientifique et culinaire

aussi, qui m'a fait profiter gentiment de ses nombreuses connaissances en faciologie et en "mythologie grecque". Mes compagnons du régiment, V. Bout, C. Corbau, A. Lefrançois et A. Lakhrissi avec qui, depuis la maîtrise, j'ai partagé une sincère amitié. T. Pletsch, qui m'a accueilli chaleureusement plus d'une fois chez lui en Allemagne, et qui m'a aidé à renforcer mes collaborations avec les collègues Allemands. C. Buret, qui m'a gentiment et amicalement aidé lors de la phase ultime et critique de la préparation de mon manuscrit. C. Khatir, A.M. Candilier, A. Khatir, C. Degryse "CHR national", K. Mouna Catherine, A. Wallyn, J.Y. Reynaud, A. Bleik, S. Chuine, A. Maksoud, P. Vanderveroet, D. Bartier, N. Pernot, S. Terrab, P. Landrein, L. Hassouta et D. Malengro, pour leur infinie amabilité. B. Ben Kabbour, mon ami, avec qui j'ai partagé tant d'amitié et de rêves de la seconde à la maîtrise : "quelle beau parcours!". Je remercie également sa famille. Bien sûr j'en oublie, mais soyez remerciés.

Mes remerciements vont également au Directeur du Muséum d'Histoire Naturelle de Miguasha (Québec, Canada) M. Arsenault, qui m'a permis de visiter et d'étudier la fameuse Formation de Miguasha. Je remercie tous mes amis (es) canadiens qui m'ont accueilli amicalement chez eux, de l'autre côté de l'Atlantique, notamment , M.A. Fallu, M. Leblanc, J. Kerr, K. Williamson, M. Donna, C. Arsenault, P. Norman, L. Paul.

L'avant-propos de ce mémoire est l'occasion pour moi de remercier mes ami (es) que j'ai rencontré ici dans la région et ailleurs, notamment, C. Hameau, son mari, ses enfants et ses parents (Mme et M. Durier), J. Emsalem mon ami, qui m'ont fait découvrir la bonne cuisine locale et internationale. Ils m'ont aussi encouragé quand le moral n'était pas à son "top" niveau.

Tout ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'aide de ma famille, frères et soeurs et plus particulièrement ma mère, qui ont fait tant de sacrifices pour que je mène à bien ce travail et que je réalise mes objectifs. Je les en remercie vivement. Je remercie également la famille Khay de Dunkerque (Ma sœur, son mari et ses enfants), qui n'ont jamais cessé de me fournir l'affection nécessaire pour que je ne me sente pas "seul". Grâce à eux, j'ai pu supporter le dépaysement total pendant les premières semaines de mon arrivée dans la région.

SOMMAIRE

SOMMAIRE	2
RÉSUMÉ	7
INTRODUCTION GÉNÉRALE	8

CHAPITRE I - PRÉSENTATION ET DESCRIPTION DES COUPES, BIOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDE DES FACIÈS
--

I-1 : CADRE GÉOGRAPHIQUE	10
I-2 : HISTORIQUE SUCCINCT DES RECHERCHES	12
I-3 : CADRE GÉOLOGIQUE	14
I-3-1 : Genèse et évolution du bassin	14
I-3-2 : Données de forage	16
I-3-3 : Comparaison des deux marges continentales : Nord-Ouest Africaine et Nord-Est Américaine depuis le Crétacé inférieur	18
I-3-4 : Conclusion	21
I-4 : DESCRIPTION DES COUPES ET MOYENS DE DATATIONS	22
I-4-1 : Introduction	22
I-4-2 : Coupe de l'Oued Chebeika	23
I-4-3 : Coupe de Tassegdelt Ouest	26
I-4-5 : Coupe de la Carrière de la sebkha Tazra	27
I-4-4 : Coupe de Tassegdelt "Est"	29
I-4-6 : Coupe des Oueds Amma-Fatma et El Ouâar	31
I-4-7 : Coupe de l'Oued El Amra	33
I-4-8 : Coupe d'Akhfênir	35
I-4-9 : Coupe de la Sebkha Tah	37

I-5 : ANALYSE DES FACIÈS ET MICROFACIÈS	39
I-5-1 : Description	39
I-5-1-1 : Faciès 1	39
I-5-1-2 : Faciès 2	39
I-5-1-3 : Faciès 3	40
I-5-1-4 : Faciès 4	40
I-5-1-5 : Faciès 5	41
I-5-1-6 : Faciès 6	41
I-5-1-7 : Faciès 7	42
I-5-1-8 : Faciès 8	42
I-5-2 : Évolution des environnements de dépôts	45
I-5-2-1 : Épisode I	48
I-5-2-2 : Épisode II	49
I-a : Caractéristiques sédimentologiques	49
I-b : Analyse des microfaciès et paléocéanographie	54
I-b ₁ : Contenu biologique	54
I-b ₂ : Les Pelloïdes	57
I-b ₃ : Micritisation et silicification	58
I-5-2-3 : Conclusion	58
I-6 : CONCLUSION	60

CHAPITRE II - MÉTHODES D'ÉTUDES

II-1 : ANALYSE DES FACIÈS ET MICROFACIÈS	61
II-2 : MINÉRALOGIE	62
II-2-1 : Diffraction des rayons X (RX)	62
II-2-1-1 : Principe et appareillage	62
II-2-1-2 : Techniques de préparation des échantillons	63
II-a : Préparation des pâtes orientées pour analyse de la fraction argileuse	63
II-b : Préparation des poudres pour analyse de la roche totale	64
II-c : Traitements chimiques des échantillons	64
II-2-1-3 : Analyse thermique différentielle	66
II-a : Principe	66

II-b : Appareillage	66
II-c : Préparation des échantillons	66
II-d : Utilisation des résultats	67
II-3 : TECHNIQUES GÉOCHIMIQUES	69
II-3-1 : Géochimie de la matière organique (MO)	69
II-3-1-1 : Généralités	69
II-3-1-2 : Les paramètres obtenus	71
II-3-2 : Géochimie minérale	72
II-3-2-1 : Calcimétrie	72
II-3-2-2 : Géochimie de la roche totale : (fluorescence X et Spectrométrie de masse)	72
II-a : Fluorescence X	72
II-a ₁ : Principe et instrumentation	72
II-a ₂ : Analyse qualitative	73
II-a ₃ : Analyse quantitative	73
II-b : Spectrométrie de masse	74
II-b ₁ : Isotope de l'oxygène	74
II-b ₂ : Le carbone	75
II-4 : MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE	76
II-4-1 : En transmission	76
II-4-2 : En réflexion (balayage, MEB)	76

CHAPITRE III : ÉTUDE DE LA NODULISATION
--

III-1 : ANALYSES MACRO-ET MICROSCOPIQUES	77
III-1-1 : Introduction	77
III-1-2 : Place, âge et description des nodules dans les coupes choisies	77
III-1-2-1 : Introduction	77
III-1-2-2 : Étude à l'échelle de la coupe	79
III-a : Coupe de l'Oued Amma Fatma	79
III-b : Coupe d'Akhfènir	79
III-1-2-3 : Étude à l'échelle du nodule	82

III-2 : MESURES DIRECTES DE LA COMPACTION MÉCANIQUE : PRINCIPES ET MÉTHODES	85
III-2-1 : Principes	85
III-2-2 : Objets sédimentaires et mesure de compaction	85
III-3 : CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES	86
III-3-1 : A l'échelle de la coupe	86
III-3-1-1 : Coupe de l'Oued Amma Fatma	86
III-3-1-2 : Coupe d'Akhfènir	88
III-3-2 : A l'échelle d'un nodule de type 1 (AF1 et AK1)	89
III-3-2-1 : Nodule de type 1 appartenant à la coupe de l'Oued Amma Fatma "AF1"	
III-a : Diffraction des rayons X :	89
III-b : Résultats des analyses géochimiques	90
III-b ₁ : Calcimétrie	90
III-b ₂ : Éléments majeurs	92
III-b ₃ : Éléments traces	92
III-b ₄ : Isotopes de carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)	93
III-b ₅ : Soufre et carbone organique total	94
III-3-2-2 : Nodule appartenant à la coupe d'Akhfènir "AK 1"	94
III-4 : INTERPRÉTATIONS	96
III-4-1 : Caractéristiques sédimentologiques	96
III-4-2 : Origines des nodules	97
III-a : Nodules de type 1	97
III-b : Nodules de type 2	101
III-5 : DONNÉES ANTÉRIEURES SUR LA NODULISATION	
III-5-1 : Le Bassin d'Agadir	102
III-5-2 : Nodulisation dans le Jurassique d'Angleterre	103
III-6 : CONCLUSIONS	105

**CHAPITRE : IV - MINÉRALOGIE DES ARGILES ET
CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE
DE LA MATIÈRE ORGANIQUE**

IV-1 - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS	106
IV-1-1 : Coupe de l'Oued Chebeika	106
IV-1-2 : Coupe de Tassegdelt-Ouest	107
IV-1-3 : Coupe de Tassegdelt-Est	108
IV-1-4 : Coupe de la Carrière de la Sebkhâ Tazra	108
IV-1-5 : Coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar	111
IV-1-6 : Coupe de l'Oued El Amra	114
IV-1-7 : Coupe d'Akhfênir	117
IV-1-8 : Coupe de la Sebkhâ Tah	118
IV-1-9 : Conclusion	122

**IV-2 - INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS
ANALYTIQUES**

IV-2-1 : Introduction : Rappels sur l'origine des minéraux argileux	125
IV-2-2 : Signification des assemblages argileux et de la sédimentation organique	
IV-2-2-1 : Influences diagénétiques	126
IV-2-2-2 : Influence de l'environnement de dépôt	128
IV-a : Épisode I : Albien supérieur - Cénomanién	129
IV-b : Épisode II : Cénomanién supérieur-Campanien	130
* <i>Origine de la palygorskite</i>	130
* <i>Origine de l'illite et de la kaolinite</i>	131
* <i>Influence de l'authigénèse sur les assemblages argileux</i>	132
* <i>Sédimentation organique</i>	132

**IV-3 : CONCLUSIONS ET SYNTHÈSES
PALÉOGÉOGRAPHIQUES** 138

CONCLUSIONS GÉNÉRALES	142
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	144
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES	161
LISTE DES FIGURES	186
ANNEXES	

RÉSUMÉ

L'évolution sédimentaire du Bassin de Tarfaya au Crétacé supérieur est étudiée grâce au levé de plusieurs coupes stratigraphiquement complémentaires réparties d'Est en Ouest de l'Oued Chebeika à Tarfaya. Les échantillons prélevés ont fait l'objet d'analyses minéralogiques et du contenu en matière organique.

Après un calage biostratigraphique des différentes coupes étudiées, basé sur l'étude de la macrofaune et la microfaune nous avons tenté de suivre l'évolution des environnements de dépôts depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien. L'étude des faciès et des microfaciès, a permis de mettre en évidence deux épisodes de sédimentation, l'épisode I (Albien supérieur-Cénomaniens) et l'épisode II (Cénomaniens supérieur-Campanien).

Le premier épisode est caractérisé par une sédimentation dominée par des apports silicoclastiques avec un contenu organique faible représenté surtout par une matière organique d'origine continentale indiquant un milieu proximal. L'épisode II présente un faciès plus fin dominé par des marnes et des carbonates au contenu biologique varié, abondant et bien préservé. Ces faciès sont davantage chargés en matière organique essentiellement d'origine marine planctonique. Les sédiments se sont vraisemblablement déposés dans un environnement riche en éléments nutritifs favorisant une intense bioproduktivité. De telles conditions sont liées à l'existence d'upwellings.

Les phénomènes diagénétiques sont principalement marqués par l'abondance de nodules carbonatés dans les marnes riches en matière organique. Deux types de phénomènes de nodulisations sont mis en évidence :

- Type 1 : la formation des nodules est liée à la biodégradation de la matière organique et à la précipitation précoce des carbonates pendant les périodes de faible taux de sédimentation;

- Type 2 : la formation des nodules a lieu à l'emplacement de tempestites bioclastiques. Leur consolidation, bien qu'assez fruste, indique un début de diagenèse carbonatée induite par un retour à la sédimentation lente.

En ce qui concerne les minéraux argileux, les modifications diagénétiques semblent essentiellement liées aux faciès riches en matière organique. Plus les teneurs en carbone organique sont élevées dans les sédiments, plus les interstratifiés I/S sont riches en feuillets d'illite. L'influence de la diagenèse d'enfouissement est négligeable dans les séries du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya. Ceci est conforté par les valeurs des T_{max} qui dépassent rarement 425°C.

Les influences détritiques sur la composition des assemblages argileux dépendent du contexte tectonique et des variations du niveau marin.

- de l'Albien au Cénomaniens inférieur, l'abondance des minéraux primaires, illite et chlorite probablement remaniés des roches cristallines de l'Anti-Atlas et des Mauritanides ainsi que de la kaolinite remaniée des sols traduit une érosion active des reliefs bordant le bassin de Tarfaya;

- les apports importants d'illite et de kaolinite du Turonien moyen-supérieur, enregistrent vraisemblablement l'épisode tectonique survenant à cette époque dans le domaine atlasique;

- Les fluctuations du niveau marin semblent influencer en partie les assemblages argileux. Durant l'épisode I, les apports d'illite, de chlorite et de kaolinite sont relativement abondants alors qu'au cours du second épisode, la sédimentation argileuse devient dans l'ensemble plus smectitique.

Enfin, le passage Cénomaniens - Turonien est marqué par la présence de palygorskite, soit remaniée de formations évaporitiques, soit néoformée sur le fond océanique.

Mots clés : Bassin de Tarfaya, Crétacé supérieur, Maroc, Upwelling, Productivité, Géochimie, Matière organique, Faciès, Minéralogie des argiles, Nodulisation, Paléoenvironnement.

ABSTRACT

The Upper Cretaceous sedimentary evolution of the Tarfaya Basin is studied by some section surveys displayed from East to West from the Oued Chebeika (Upper Albian) to Tarfaya (Campanian). The samples have been studied by means of mineralogical and organic matter content analysis.

The sections are first biostratigraphically revised using macrofauna (ammonites) and microfauna (planctonic foraminifera). Depositional environments are deduced according to facies and microfacies analysis. Two stages of sedimentation are defined. Stage I from Upper Albian to Cenomanian and stage II from Upper Cenomanian to Campanian.

The first stage is dominated by silicoclastic sedimentation with a low organic matter content mainly of terrestrial origin. The second stage is characterised by marine, planctonic organic matter rich facies : marls and limestones bearing an abundant and diversified fauna. The sediments were deposited in a nutrients rich environment favoring a high bioproduktivité probably in relation with the development of upwelling.

The organic rich marls are characterised by the common occurrence of diagenetic carbonate nodules. Two types of nodulisation processes are distinguished:

- Type 1: The carbonate precipitation is due to the degradation of organic matter during periods characterised by low sedimentation rates.

- Type 2: Nodulisation is located in bioclastic tempestites beds. Their lithification, although weak, indicates the beginning of a carbonate diagenesis induced by the return of low sedimentation rate periods.

Diagenesis of the clay minerals is linked to organic rich facies. A positive correlation is observed between organic carbon content and the abundance of illite layers in illite/smectite mixed layers. Burial diagenesis is insignificant in the Upper Cretaceous series of the Tarfaya Basin. This is confirmed by low T_{max} values.

The composition of detrital clay mineral assemblages depend on the tectonic and eustatic influences.

- From Albian to Lower Cenomanian, abundant illite and chlorite, were probably eroded from crystalline rocks outcropping in the Anti-Atlas ranges and Mauritanides. Kaolinite, probably reworked from soils also indicates an active erosion of the reliefs surrounding the Tarfaya Basin;

- During the middle and upper Turonian, the high illite and kaolinite supplies probably record a tectonic event in the Atlas domain.

- The transition between stage I and II is characterised by the occurrence of palygorskite which may result either from the reworking of evaporitic formation or from authigenesis in the marine environment. In stage II, the higher average content of smectite is than in stage I is probably due to the high stand of sea level.

Keys words: Tarfaya Basin, Upper Cretaceous, Morocco, Upwelling, Productivity, Geochemistry, Organic matter, Facies, Clay mineralogy, Nodulisation, Paleoenvironment.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'étude présentée dans ce mémoire a été réalisée dans le cadre d'un programme de coopération franco-marocain (action intégrée 495/90) entre l'Université des Sciences et Technologies de Lille I et l'Université d'Agadir. A ces deux universités, d'autres organismes se sont associés.

Mené principalement au Laboratoire de Sédimentologie et Géodynamique de l'Université des Sciences et Technologies de Lille I, ce travail a pour objectifs de décrire et d'expliquer l'évolution des environnements de dépôts dans le Bassin de Tarfaya au cours du Crétacé supérieur (Albien supérieur-Campanien).

Six préoccupations principales ont guidé ce travail :

1- Présenter les cadres géographique et géologique du bassin ainsi que les coupes.

2- Fournir un découpage biostratigraphique pour l'ensemble des coupes étudiées en analysant la macrofaune (ammonites) et la microfaune (foraminifères). Ceci a permis de réviser et de préciser les datations antérieures pour assurer la cohérence des données biostratigraphiques. Cet aspect a été développé grâce à la participation de F. Amédéo (pour les ammonites) et des Professeurs M. Caron, de l'Institut de Géologie de Fribourg (Suisse), W. Kuhnt de l'Institut de Géologie et de Paléontologie de Kiel (Allemagne) et F. Robaszynski de la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique) (pour les foraminifères).

3- Caractériser les types de lithofaciès macro. et microscopiquement. Afin de suivre l'évolution verticale des faciès, une synthèse d'ensemble a été établie.

4- Déterminer l'origine de la nodulisation en utilisant des outils sédimentologiques et géochimiques.

5- Déterminer les teneurs en carbone organique total et l'origine de la matière organique dans l'ensemble de la série stratigraphique.

6- Analyser la fraction argileuse des différentes coupes. La part des influences détritiques et diagénétiques a été établie avant de déterminer la signification des assemblages argileux.

Le mémoire comprend quatre chapitres. Après une présentation générale du Bassin de Tarfaya et la description des coupes dans un cadre biostratigraphique (chapitre I), les méthodes d'études sont exposées (chapitre II). Les phénomènes de nodulisations font l'objet d'une étude spécifique dans le chapitre III. Enfin la sédimentation argileuse et organique est abordée dans le chapitre IV.

LEGENDE

Lithofaciès



Calcaire



Calcaire silteux



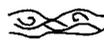
Calcaire lumachellique



Marne fine laminée



Nodules carbonatés
(type 1)



Nodules carbonatés
(type 2)



Calcaire bioturbé



Laminations parallèles



Rides de courants

0 1

commun

1 2

présente

2 3

abondante

} Faune



Marne silteuse



Argile silteuse



Grès



Silice



Laminations
planes obliques



Lentille sableuse



bioturbations
fines



Thalassinoïdes



Surface d'inondation



Coraux



Ammonites

Minéraux argileux



Chlorite



Illite



Interstratifiés irréguliers
illite/smectite (I/S)



Smectite



Kaolinite



Palygorskite

**CHAPITRE I - PRÉSENTATION ET
DESCRIPTION DES COUPES,
BIOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDE DES
FACIÈS**

CHAPITRE I - PRÉSENTATION ET DESCRIPTION DES COUPES, BIOSTRATIGRAPHIE ET ÉTUDE DES FACIÈS

I-1 : CADRE GÉOGRAPHIQUE

Le bassin de Tarfaya doit son nom à la ville de Tarfaya devenue indépendante en 1958. Il est limité au Sud par le parallèle 27° 40' Nord et à l'Est par le méridien 8° 40' Ouest Greenwich. Allongé parallèlement à la côte, selon une direction N.N.E.-S.S.O, il est pour sa plus grande partie situé dans le Sahara occidental (Sud-Ouest marocain). Il est limité au Nord par l'Anti-Atlas, au Sud par les Mauritanides, à l'Est par les Reguibats et à l'Ouest par l'Océan Atlantique (Fig. I.1).

La Province de Tarfaya comporte trois régions naturelles (Choubert *et al.*, 1966) :

1 - Au centre s'élève une zone montagneuse qui correspond à la terminaison de la chaîne anti-atlasique. Au Nord de cette zone, sur la rive gauche de l'Oued Drâa apparaît son noyau précambrien (Massif du Bas Drâa), vers le Sud, le socle formé surtout de terrains cambriens et ordoviciens (Jebel Zini) plissés par les mouvements hercyniens, est recouvert par les terrains crétacés à proximité de la frontière sud de la Province.

2 - A l'Est s'étale le bassin carbonifère de Tindouf, partiellement masqué par la Hammada du Drâa. Il est séparé de la chaîne anti-atlasique par des plaines périphériques établies sur le Silurien, le Dévonien et les termes inférieurs du Carbonifère.

3 - A l'Ouest par contre, la partie occidentale ou côtière de la province de Tarfaya est un pays crétacé à série subhorizontale ou légèrement ondulée. Son allure tabulaire est exagérée par les entablements hammadiens et par l'aplanissement quasi parfait de la frange côtière par les dépôts du Moghrébien. Seule cette troisième région est désignée par le terme de "Bassin côtier de Tarfaya". Ce bassin continue au Nord-Est du Drâa, dans la région d'Aoreora et se termine en biseau près de la Takoumba, où les formations paléozoïques arrivent obliquement à la côte (Fig. I.1).

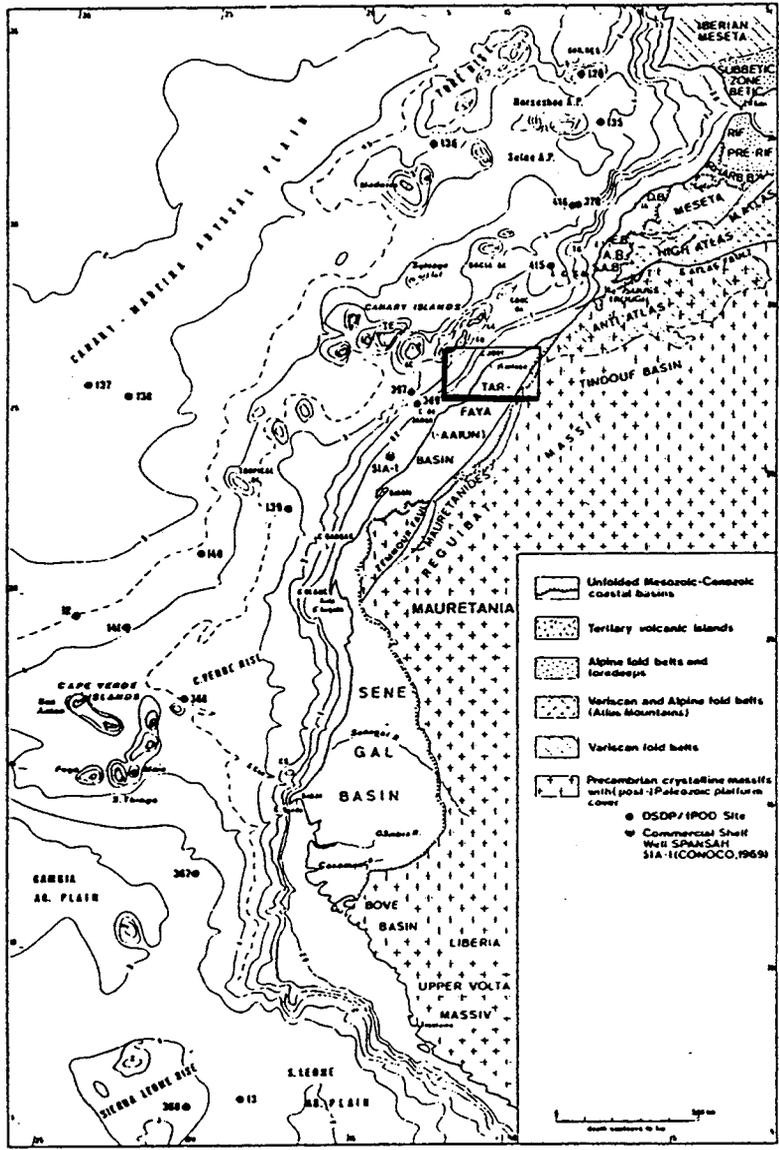


Figure I.1 : Cadre géographique et géologique de la marge Nord-Ouest africaine (d'après, Seibold, 1982).

I-2 : HISTORIQUE SUCCINCT DES RECHERCHES

Les premières missions de reconnaissances géologiques ont commencé grâce à Hernandez-Pacheco et al., (1949). En 1942 Alia Médina et Hernandez-Pacheco ont débuté une étude qui avait pour but d'étudier la zone côtière du Cap Juby appelée actuellement Tarfaya. Alia Médina, (1945) a réussi à dater le Crétacé dans les falaises hammadiennes. Après l'indépendance de la région en 1958 le Service géologique du Maroc a entrepris des recherches surtout hydrogéologiques. En 1960 le même service, en collaboration avec l'AGIP et la SO.M.I.P (Société Maroco-Italienne de Pétrole) a commencé une campagne de prospection sismique dans le cadre de la recherche pétrolière. Grâce aux résultats comparés de l'étude géologique et des campagnes géophysiques trois forages furent implantés : Puerto Cansado, Chebeika et El Amra (Fig. I.2).

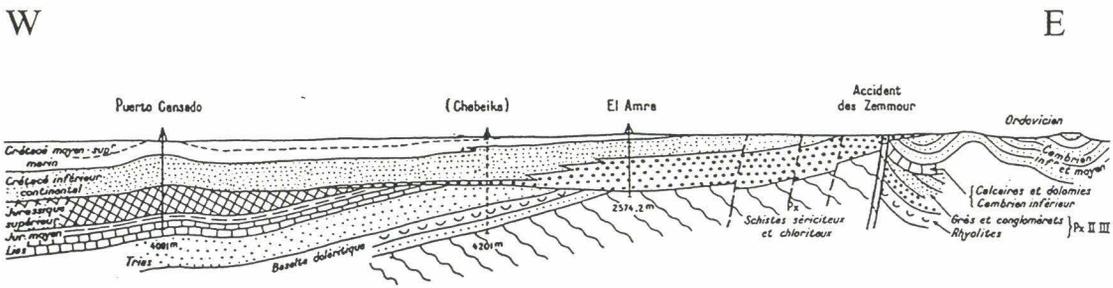


Figure I.2 : coupe interprétative orientée Est-Ouest passant par les sondages de Puerto Cansado et d'El Amra, avec la projection du sondage de Chebeika (échelle des hauteurs 2000m=1cm; d'après Choubert *et al.*, 1966).

Lors de cette campagne, des récoltes importantes d'ammonites et de lamellibranches ont permis d'établir une stratigraphie grossière qui a servi de base pour les recherches ultérieures.

En 1961 et 1962 d'autres missions menées par G. Choubert, G. Lecointre, A. Faure-Muret, L. Hottinger, R. Lehmann, C. Viotti et H. Salvan, ont été réalisées afin d'améliorer la carte géologique (1/500 000) de la région et d'affiner les datations. Les attributions stratigraphiques ont été affinées grâce aux données paléontologiques nouvelles de L. Hottinger et R. Lehmann (foraminifères), M. Collignon (ammonites) et H. J. Oertli (ostracodes). De 1975 à 1982, des géologues de l'Université de Bonn (Allemagne) ont effectué des recherches stratigraphiques et sédimentologiques afin de reconstituer l'évolution paléogéographique du Bassin de Tarfaya au Crétacé (Einsele & Wiedmann, 1982, Wurster & Stets, 1982). En plus des travaux menés à terre "onshore", des données de forages "offshore" sont disponibles grâce

au Leg 41 et 47 réalisés dans le cadre du DSDP (Deep Sea Drilling Project) (Fig. I.3). Les derniers travaux publiés datent de 1994 (Abou Ali, 1994).

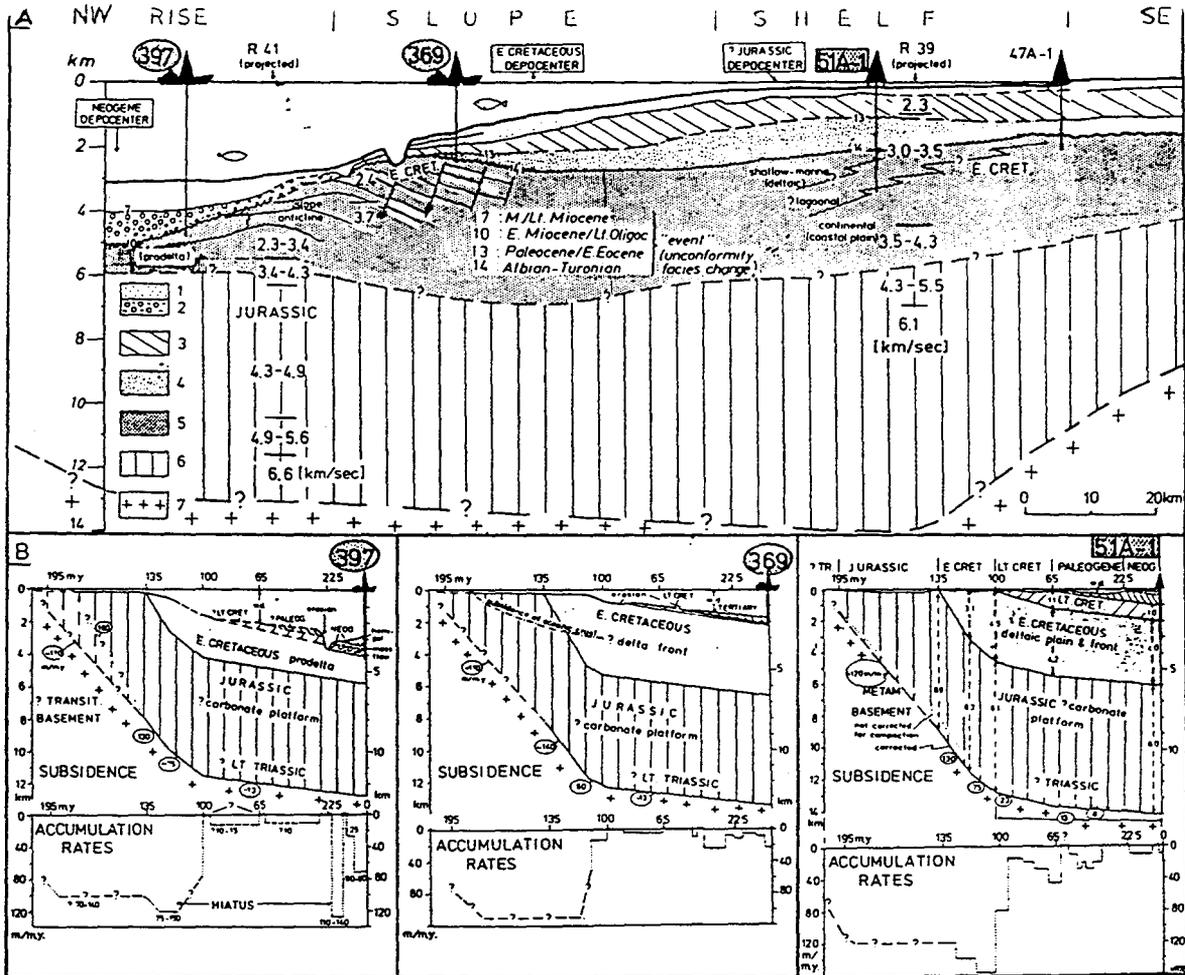


Figure I.3 : A) Section transversale continent-océan (SE-NO) réalisée à partir des interprétations des profils sismiques. B) Taux de subsidence Mésozoïque-Cénozoïque (m/m.y.), changement de la profondeur d'eau et taux d'accumulation au niveau de trois sites différents (51A-1, 369 et 397). (d'après von Rad et Einsele, 1980 & von Rad et Arthur, 1979).

I-3 : CADRE GÉOLOGIQUE

I-3-1 : Genèse et évolution du bassin

L'évolution du bassin sédimentaire de Tarfaya est étroitement liée à l'histoire géologique du Craton africain à partir de la fin du Précambrien et à l'ouverture de l'Atlantique. Le socle formé par des roches cristallines protérozoïques et paléozoïques déformées est recouvert par des formations mésozoïques et cénozoïques (Fig. I.4) (Ranke *et al.*, 1982, Wiedmann *et al.*, 1982 et El Khatib *et al.*, 1995). Un accident majeur, la faille de Zemmour, le sépare vers l'Est du massif de l'Anti-Atlas et du Bassin de Tindouf. Cette faille présente des ressemblances avec l'accident Sud-Atlasique (Choubert *et al.*, 1966). A l'époque hercynienne la faille de Zemmour a joué en mouvement inverse alors qu'au Mésozoïque, elle a présenté un jeu normal. A partir du Trias débute l'affaissement du bassin le long de la faille, puis une subsidence saccadée s'est poursuivie au cours du Jurassique et du Crétacé (Fig. I.3).

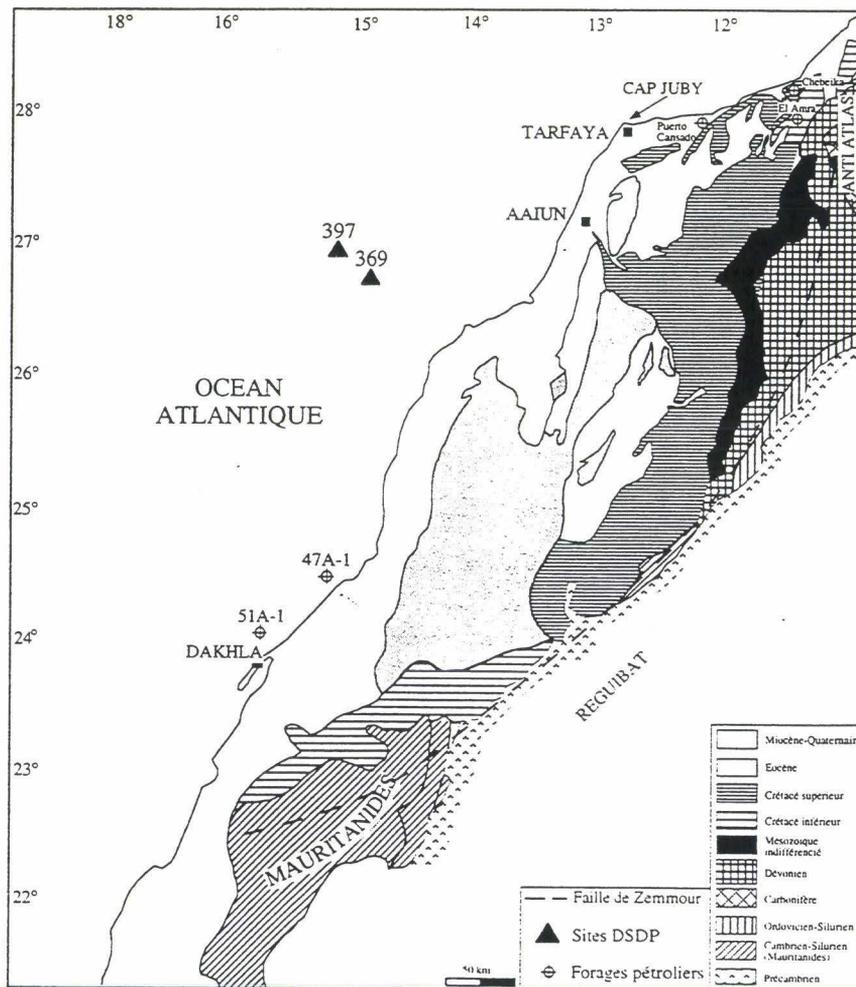


Figure I.4 : Cadre géologique du Bassin de Tarfaya.

(d'après Choubert *et al.*, 1966)

D'après les données géologiques de surface et les forages profonds réalisés en mer et à terre dans le bassin côtier de Tarfaya, la première étape de l'ouverture de l'Atlantique Nord se produit au Lias (Ambroggi, 1963, Choubert *et al.*, 1972, Stets & Wurster, 1982, Wiedmann *et al.*, 1982)

Lors de la deuxième étape au Jurassique inférieur (Fig. I.5), l'Atlantique s'ouvre dans la direction SSW. Au cours de cette période la sédimentation ne présentait pas les mêmes caractéristiques dans l'ensemble du bassin (De Blégiers, 1973). Au Sud et à l'Est (forages de Chebeika et El Amra) les dépôts sont continentaux alors que des calcaires déposées en milieu marin sont connus dans la région nord-occidentale; sur les bordures du bassin, s'intercalent des faciès continentaux (forage de Puerto Cansado; Flament-Lieffrig, 1979).

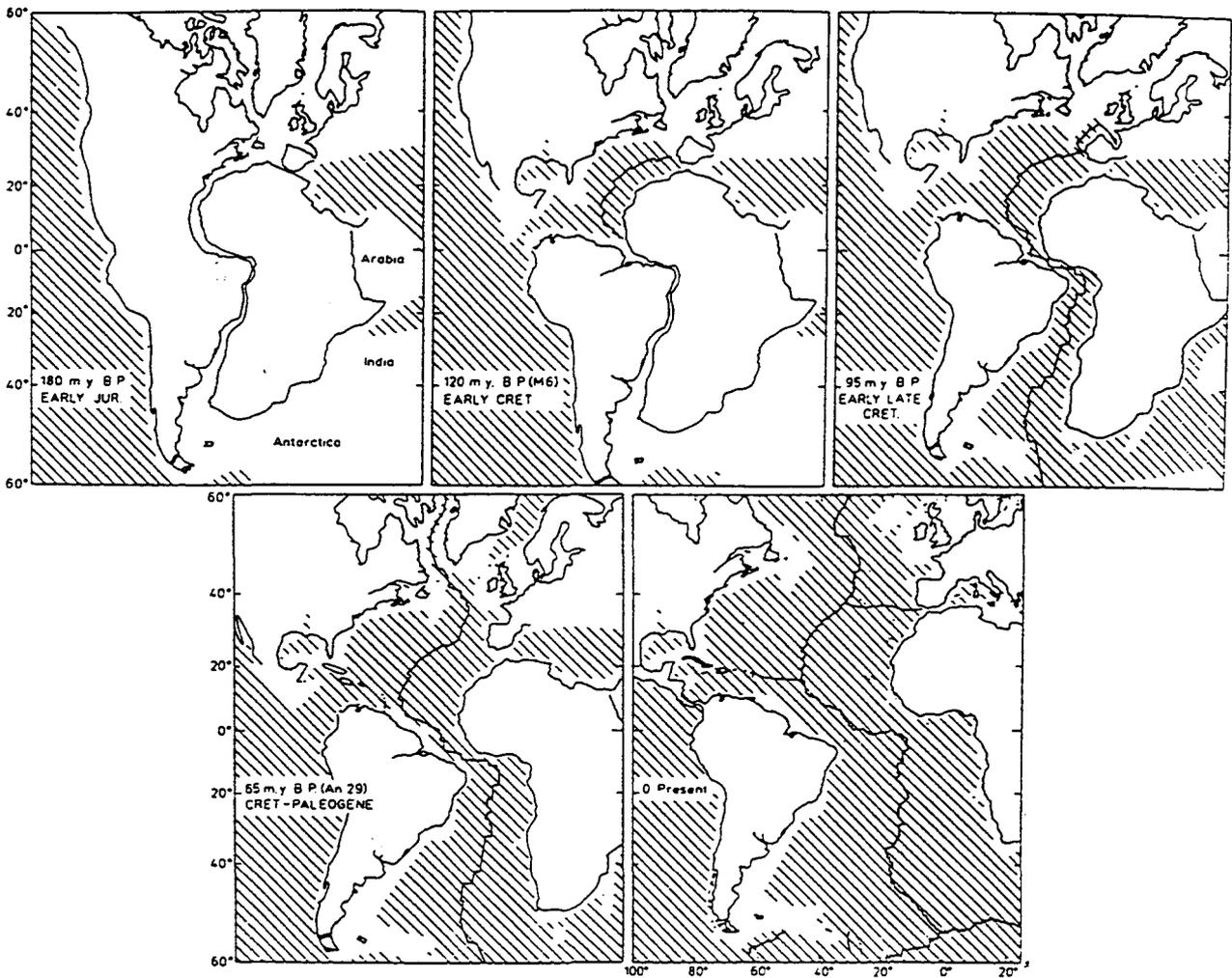


Figure I.5 : Carte paléogéographique montrant les déplacements des continents durant l'ouverture de l'Atlantique (Emery & Uchupi, 1984).

La troisième étape débute au Crétacé (notamment à l'Aptien supérieur). L'Atlantique s'ouvre alors depuis la Guinée jusqu'à l'Angola. Une régression de caractère différent selon qu'on considère le Nord-Ouest ou l'Est et le Sud du bassin marque cette période (Flament-Lieffrig, 1979) :

1 - A l'Est et au Sud on connaît à l'affleurement la formation des Sables de Tan-Tan (Crétacé inférieur) constituée de grès, sables, argiles varicolores et lignites caractéristiques d'un milieu de dépôt deltaïque (Michard, 1976).

2 - Au Nord-Ouest la sédimentation est toujours de type marine, et aux calcaires sont associés des développements récifaux (forage de Daoara 1-1).

Les variations de puissance de la série crétacée sont remarquables : les niveaux inférieurs du Crétacé inférieur s'épaississent en direction de l'Ouest, jusqu'à atteindre 1500 m à la côte, alors que les niveaux supérieurs s'épaississent vers l'Est où ils atteignent 1000 m d'épaisseur (Flament-Lieffrig, 1979).

Dans les forages (Puerto Cansado et Chebeika) on note aussi une discordance à la fin du Crétacé inférieur (De Blégiers, 1973). Elle correspond probablement à l'effondrement de la marge continentale, dû aux mouvements tectoniques affectant les chaînes marocaines à cette époque (Michard, 1976) ainsi qu'à un réajustement au niveau de la faille de Zemmour dont le compartiment oriental a été relevé (Choubert *et al.*, 1966).

Pendant tout le Crétacé supérieur, l'Afrique et l'Amérique du Sud continuent à s'écarter. Les sédiments du Crétacé supérieur correspondent à des faciès transgressifs bien exposés à l'affleurement soit en falaise le long du littoral du bassin de Tarfaya, soit à l'intérieur du pays sur les rives des oueds ou dans des sebkhas. Au centre du bassin, la subsidence semble relativement importante et l'épaisseur totale du Crétacé supérieur dépasse 750 m alors qu'elle n'est que de 600 m à l'Est du bassin (Ranke *et al.*, 1982). Une sédimentation marine centrée au coeur du bassin actuel, a donc repris au Crétacé supérieur. L'apogée de la transgression se situe au Cénomano-Turonien.

I-3-2 : Données de forages (Fig. I.6)

L'étude de forages a pour but de déterminer les environnements de dépôt sur la marge Ouest africaine au Crétacé.

* Forages onshore

Le forage Puerto Cansado a été exécuté dans la province de Tarfaya par l'AGIP Minéraria. Ce forage implanté à 17 km au SSW de Puerto Cansado (Foum Agouitir) et à 9,5 km de la côte atlantique a traversé 4091m de sédiments.

Les descriptions macro- et microscopiques ont été réalisées par Viotti (1967). Les subdivisions biostratigraphiques sont basés sur les faunes de foraminifères planctoniques (Viotti, 1967; Martinis et Visintin; 1966 et Hottinger; 1963). Les terrains les plus récents sont

d'âge Cénomaniens inférieurs, les plus anciens sont datés du Lias moyen. Toutefois les descriptions lithologiques seront focalisées sur le Crétacé.

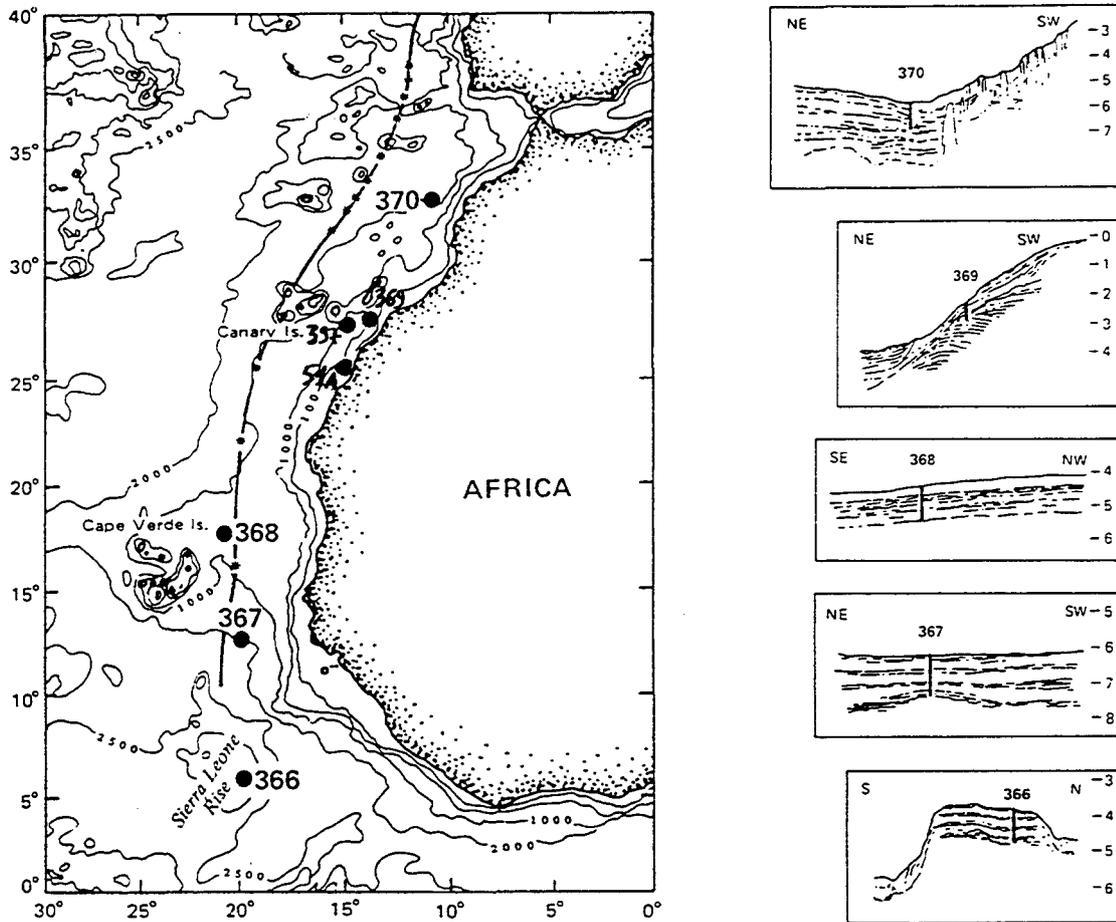


Figure I.6 : Localisation des sites des Leg 41 et 47

— — Zone magnétique stable

Le Crétacé inférieur continental est constitué d'alternances de sable quartzeux, pour la plupart à grains grossiers passant parfois à des graviers de grès quartzeux à grains grossiers ou à un conglomérat plus ou moins cimenté, et d'argile parfois sablo-silteuse. Le ciment est argilo-silteux dans les grès et se trouve également, bien qu'en faible quantité, dans les sables et dans les graviers.

Les dépôts Albien supérieur-Cénomaniens inférieurs sont constitués de marnes silteuses avec quelques minces intercalations de calcaire marneux. On note aussi une prédominance d'argiles et de marnes plus au moins silteuses avec quelques intercalations de grès à ciment faiblement calcaire. Les niveaux calcaires et calcaires marneux sont rares. Les dépôts deviennent gréseux, fins, peu cimentés dans la partie haute de cet intervalle.

** Forages offshore (Leg 41 et 47)*

Le Crétacé inférieur présente des dépôts deltaïques, tidaux, lagunaires et de plate-forme interne dominant (Einsele, 1979). Ceci a été enregistré, également, au niveau du forage Spansah 51A-1 (CONOCO 1969). Il s'agit d'une période de bas niveau marin. A partir de l'Albien supérieur on note la tendance vers un approfondissement du milieu (Choubert *et al.* 1966; Querol, 1968; A.U.X.I.N.I., 1969; Ratschiller, 1970; Einsele et Wiedmann, 1975).

Au Crétacé supérieur, la sédimentation fine domine (sites 367 et 369) présentant ainsi une faune pélagique abondante et bien préservée composée de foraminifères, radiolaires, diatomées et coccolithes.

I-3-3 : Comparaison des deux marges continentales : Nord-Ouest Africaine et Nord-Est Américaine depuis le Crétacé inférieur

*** Crétacé inférieur**

La série du Crétacé inférieur de la marge Est-américaine (Blake Plateau et Baltimore Canyon) est représentée par une plate-forme carbonatée récifale peu profonde comparable à celle du Bassin de Tarfaya (Emery & Uchupi, 1972, Gradstein *et al.*, 1975, Schlee *et al.*, 1976, Sheridan, 1976). Au Crétacé inférieur, l'Ouest de l'Afrique et l'Amérique du Nord sont distants d'environ 1500 km, l'Océan Atlantique avait une profondeur maximale de 4000 m. La Téthys et le Pacifique avaient une très faible influence sur l'Atlantique à cette époque (Ryan & Cita, 1977, Sclater *et al.*, 1977).

La progradation des faciès deltaïques wealdiens sur les faciès carbonatés du Crétacé inférieur constitue le fait majeur observé sur les marges atlantiques (von Rad & Arthur, 1979). Cette avancée rapide des faciès deltaïques peut être expliquée par une baisse importante du niveau de la mer. Les faciès rencontrés au niveau de la formation de Mississagua en Amérique du Nord (Berriasien-Barrémien) forment une épaisse séquence de faciès deltaïques (mudstone prodeltaïque) similaires aux faciès de l'Hauterivien du Site 397 (Einsele et von Rad, 1979 ; Fig. I.7). Les lithofaciès et le taux de subsidence sont similaires à ceux rencontrés au niveau du forage Spansah 51A-1 (von Rad et Einsele, 1980).

*** Crétacé supérieur**

Une transgression majeure caractérisée par une sédimentation fine en milieu relativement anoxique débute à l'Aptien et se développe jusqu'au Turonien. Ceci indique l'instauration d'une zone à minimum d'oxygène dans un milieu calme (Fischer *et al.*, 1991, Ryan & Cita, 1977, Schlanger & Jenkyns, 1976). Pendant l'intervalle, Aptien/Albien le taux de subsidence augmente. Certains auteurs (Arthur, 1979, Schlanger & Jenkyns, 1976) supposent que ceci est

due à un début d'élévation du niveau marin. Cette accélération de subsidence est enregistrée dans les bassins côtiers marocains (Wiedmann *et al.*, 1978), sur la plate-forme externe canadienne (Gradstein *et al.*, 1975) et sur la plate-forme continentale entre la Floride et le New Jersey (Whitten, 1976).

L'influence pélagique est marquée par la présence des nannofossiles, des carbonates et de la silice biogène. Les microfossiles siliceux sont abondants pendant cette période dans l'Atlantique Nord. Le taux de sédimentation est relativement faible par rapport au Crétacé inférieur. Ceci est le cas aussi dans le Bassin de Tarfaya. Ce type de sédimentation reflète la baisse de l'influence terrigène due à l'inondation des bassins côtiers suite à l'élévation du niveau marin qui atteint son maximum au Cénomaniens supérieur. Cette phase apparaît comme un phénomène commun à tout l'Atlantique (Arthur *et al.*, 1979). Au niveau de la marge Ouest de l'Atlantique, différents sites montrent des dépôts zéolitiques rouges et des argiles varicolores au Crétacé supérieur. Ils se sont déposés lentement dans un milieu très profond et bien oxygéné en dessous de la CCD contrairement au Crétacé inférieur (Jansa *et al.*, 1978, Tucholke & Vogt, 1979). Ces conditions reflètent, probablement des changements majeurs au niveau du climat global et des circulations océaniques durant le Crétacé supérieur (Fischer & Arthur, 1977).

Trois stades de maximum de transgression à l'Aptien supérieur, au Cénomaniens supérieur-Turonien et au Campanien sont enregistrés sur la marge Atlantique Nord depuis le Crétacé inférieur (Jansa & Wiedmann, 1982). La transgression turonienne est accompagnée par le dépôt des faciès organiques riches en silice et en carbonates surtout dans le Bassin de Tarfaya. Ces faciès organiques sont absents dans le Bassin du Sénégal ainsi que dans les bassins américains. Les dépôts organiques ont été interprétés comme le résultat des premiers upwellings côtiers (Einsele & Wiedmann, 1982). Cette hypothèse est fondée sur la présence de hiatus retrouvés au sommet du Crétacé au niveau des sites DSDP (Jansa & Wiedmann, 1982) D'après ces mêmes auteurs ces hiatus ont été provoqués par les courants de contour suite à l'installation d'un nouveau régime océanographique sur la marge nord-ouest africaine.

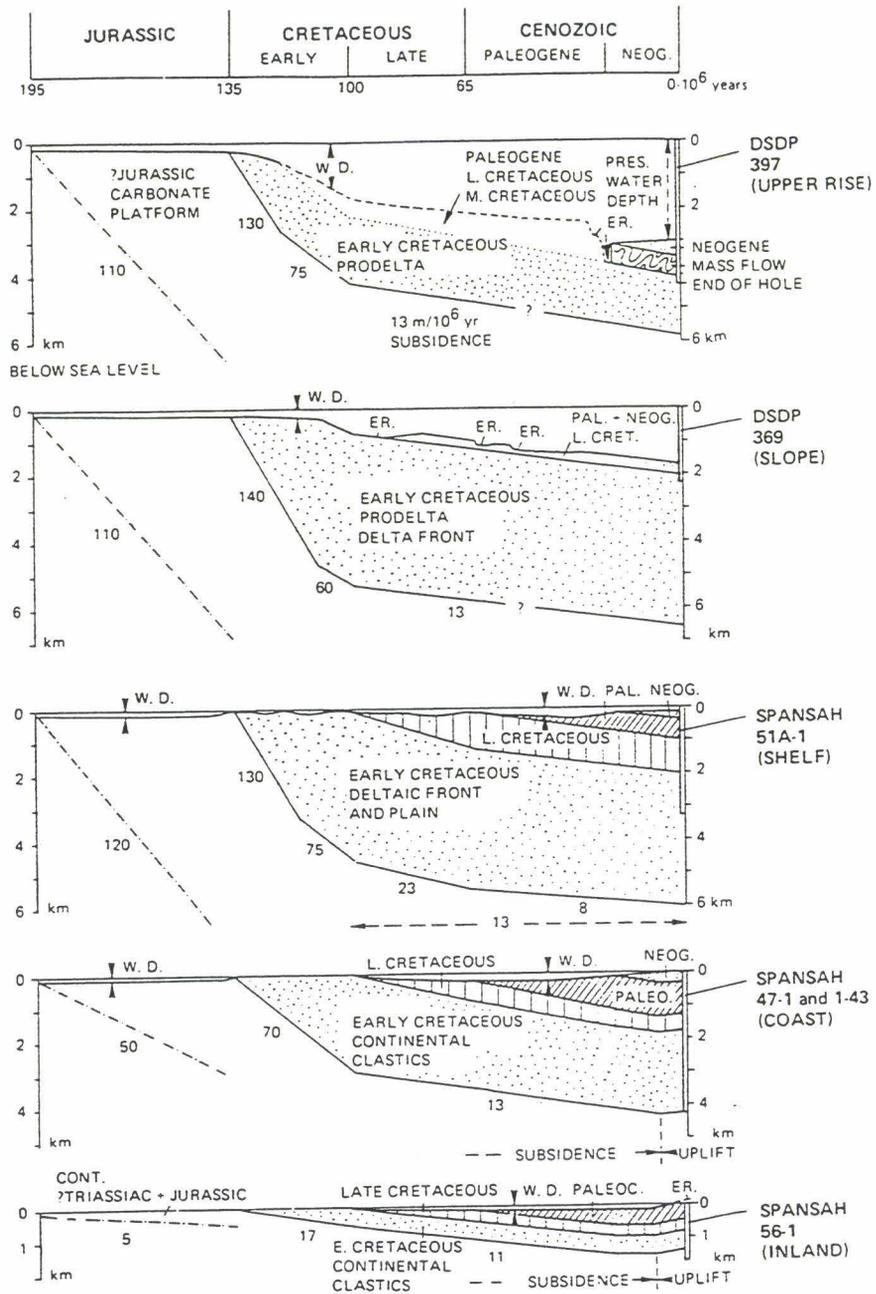


Figure I.7 : Histoire de la subsidence et fluctuation de la tranche d'eau (W.D.=water depth) depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur.

I-3-4 : Conclusion

L'histoire géologique du bassin de Tarfaya présente trois cycles (Fig. I.8) :

- du Trias à la fin du Jurassique; après le dépôt des sédiments détritiques du Trias, conséquence du rifting de l'Atlantique, le caractère marin de la série s'affirme pendant toute la durée du Jurassique;
- au Crétacé inférieur; une régression importante conduit à des dépôts détritiques grossiers, continentaux;
- dès le Cénomaniens moyen les faciès marins sont à nouveau transgressifs, le centre actif de la subsidence se situe dans la partie occidentale du bassin.

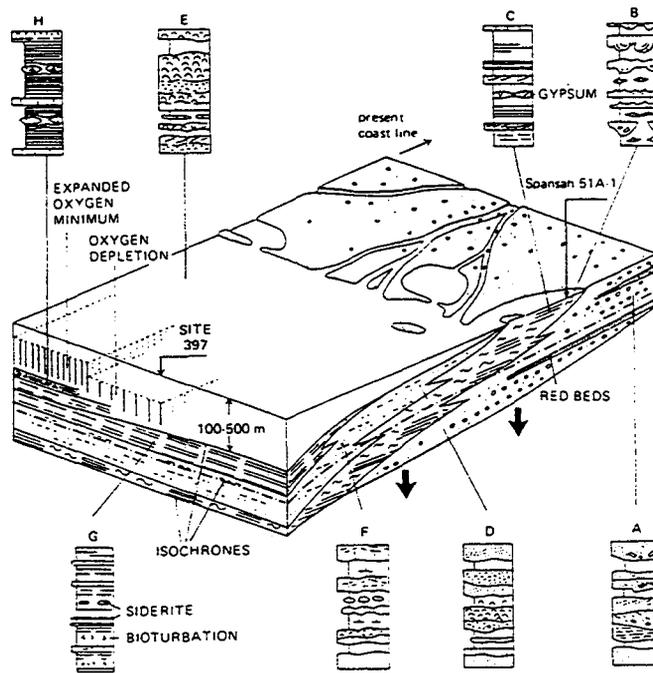


Figure I.8 : Bloc diagramme montrant la répartition des faciès entre le site 397 D.S.D.P. et le Bassin de Tarfaya (d'après Wiedmann *et al.*, 1978).

- A : Faciès deltaïque (Crétacé inférieur à moyen).
- B : Faciès lagunaire composé d'argiles, silts, dolomites, marnes gypsifères, calcaires (Barrémien-Aptien).
- C : Sables et argiles intertidales (Barrémien-Aptien).
- D : Front deltaïques sablo-argileux (Barrémien-Aptien).
- E : Plate-forme interne, sables, dépôts coquilliers, argiles (Albien supérieur-Cénomaniens inférieur).
- F : Marnes, grès bioclastiques et dépôts coquilliers (Albien supérieur-Cénomaniens inférieur).
- G : Prodelta avec un faciès argilo-silteux (Hauterivien-Barrémien).
- H : Marnes bitumineuses bien laminées, parfois siliceuses (Cénomaniens-Turonien).

I-4 : DESCRIPTION DES COUPES ET MOYENS DE DATATIONS

L'analyse des faciès et des microfaciès a été réalisée grâce à un levé banc par banc des coupes et à l'observation de lames minces au microscope polarisant et en cathodoluminescence.

Par ailleurs une série de lavages de sédiments a été réalisée pour des observations à la loupe binoculaire dans le but de rechercher la microfaune nécessaire pour calibrer biostratigraphiquement les coupes étudiées (foraminifères, ostracodes...).

I-4-1 : Introduction

Le Crétacé supérieur sub-horizontal affleure soit en falaise le long du littoral, soit à l'intérieur du pays sur les rives des oueds ou dans des sebkhas. La structure pratiquement tabulaire des formations albiennes à maastrichtiennes ne permet pas d'observer facilement des coupes continues d'épaisseur importante. La série complète du Crétacé supérieur peut cependant être reconstituée à partir de coupes stratigraphiquement complémentaires réparties d'Est en Ouest de l'Oued Chebeika à la Sebkha Tah. (Fig I.9).

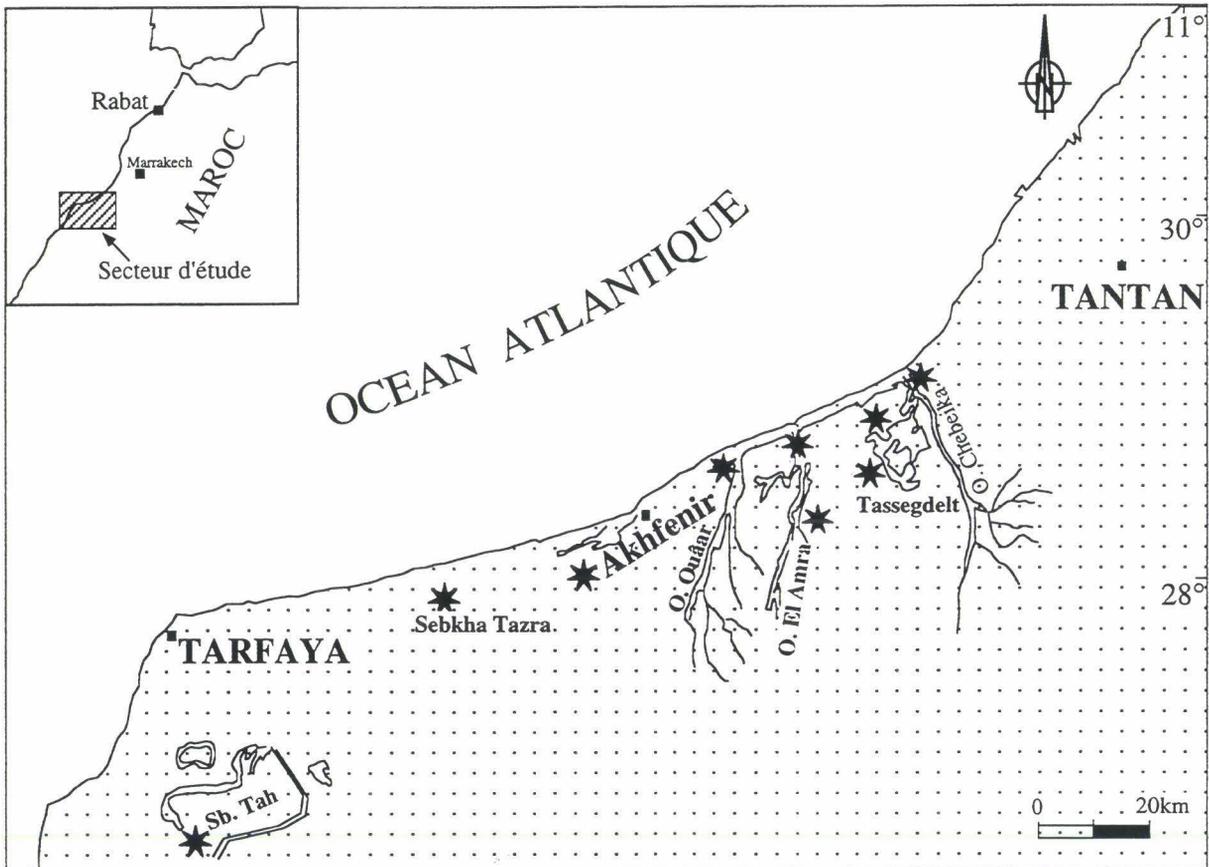


Figure I.9 : Situation géographique du secteur d'étude et localisation des coupes.

Les attributions biostratigraphiques sont fondées sur les données bibliographiques (Collignon, 1966 ; Lehmann, 1965 ; Wiedmann *et al.*, 1982 ; Fig. I.10) ainsi que sur de nouvelles récoltes d'ammonites déterminées par F. Amédéo et grâce aux foraminifères planctoniques déterminés par M. Caron et F. Robaszynski.

Certaines coupes n'ont pas livré de faune significative, ce qui nous a amené à se référer uniquement aux données bibliographiques. Une certaine imprécision persiste alors quant à l'attribution stratigraphique.

SANTONIAN	Lower	<i>Tesanites tesanus</i> <i>Pseudoschloenbachia</i> spp.		<i>Marginotrunca coronata</i> † <i>Neollabellina deltoidea</i>
CONIACIAN	Upper	?	<i>Inoceramus</i> sp. indet.	<i>Dicarinella concavata</i>
	Middle	<i>Gauthiericeras margaie</i>	<i>I. chouberti</i>	<i>Marginotrunca tarfayaensis</i> <i>M. angusticarinata</i>
	Lower	<i>Prianozygoceras guyabanum</i> † <i>Otoscapites biadenensis</i>		
TURONIAN	Upper	<i>Glebosoceras glebosum</i>	<i>I. dresdenensis</i> <i>I. winkholdioides</i>	<i>M. schneegensi</i> <i>M. sigall</i>
	Middle	<i>Mammites nodosoides</i> <i>Selwynoceras reymonti</i> †	<i>I. subhercynicus</i>	<i>M. renzi</i> <i>Praeglobotruncana helvetica</i>
	Lower	<i>Watinoceras</i> n. sp. cf. <i>cobbani</i>	<i>I. mytilloides</i> <i>I. opalensis</i>	<i>Whiteinella archaeocretacea</i>
CENOMANIAN	Upper	<i>Acompsoceras viottii</i> † <i>Pachydsmoceras maroccanum</i>	<i>I. reecheensis</i> † <i>I. pictus</i>	<i>Rotalipora cushmani</i> <i>R. greenhornensis</i>
	Middle	<i>Tarrantoceras</i> spp. † <i>Calyccoceras newboldi</i> † <i>Acanthoceras rhotomagense</i>		<i>R. reichli</i> <i>R. globotruncanoides</i> <i>R. brotzeni</i>
	Lower	<i>Euturrillites scheuchzerianus</i> ?		

Figure I.10 : Biostratigraphie du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya basée sur les données de Collignon (1967), Lehmann (1967) et Wiedmann (1978).

I-4-2 : Coupe de l'Oued Chebeika (Fig. I.11)

La base de la coupe est principalement constituée de marnes silteuses, grisâtres et plastiques présentant parfois des lentilles sableuses à laminations planes, parallèles et à laminations obliques. Vers le sommet de la coupe, les intercalations gréseuses sont plus fréquentes et présentent des laminations "symétriques" et parfois des petites structures chenalisantes (Fig. I.12).

Le contenu faunistique est représenté par des ostracodes monospécifiques, par des radioles d'oursins, des rostrés de bélemnites, des restes de lamellibranches et des débris de poissons. Freneix, (1995) a mis en évidence la présence d'une faune de lamellibranches oligo et monospécifiques dans la coupe de l'Oued Chebeika (*Costagya olisiponensis* et *Gyrostrea delettrei*). Cette dernière est caractéristique de milieu circalittoral saumâtre. Ceci pourrait également expliquer la monospécificité des ostracodes rencontrée dans cette coupe.

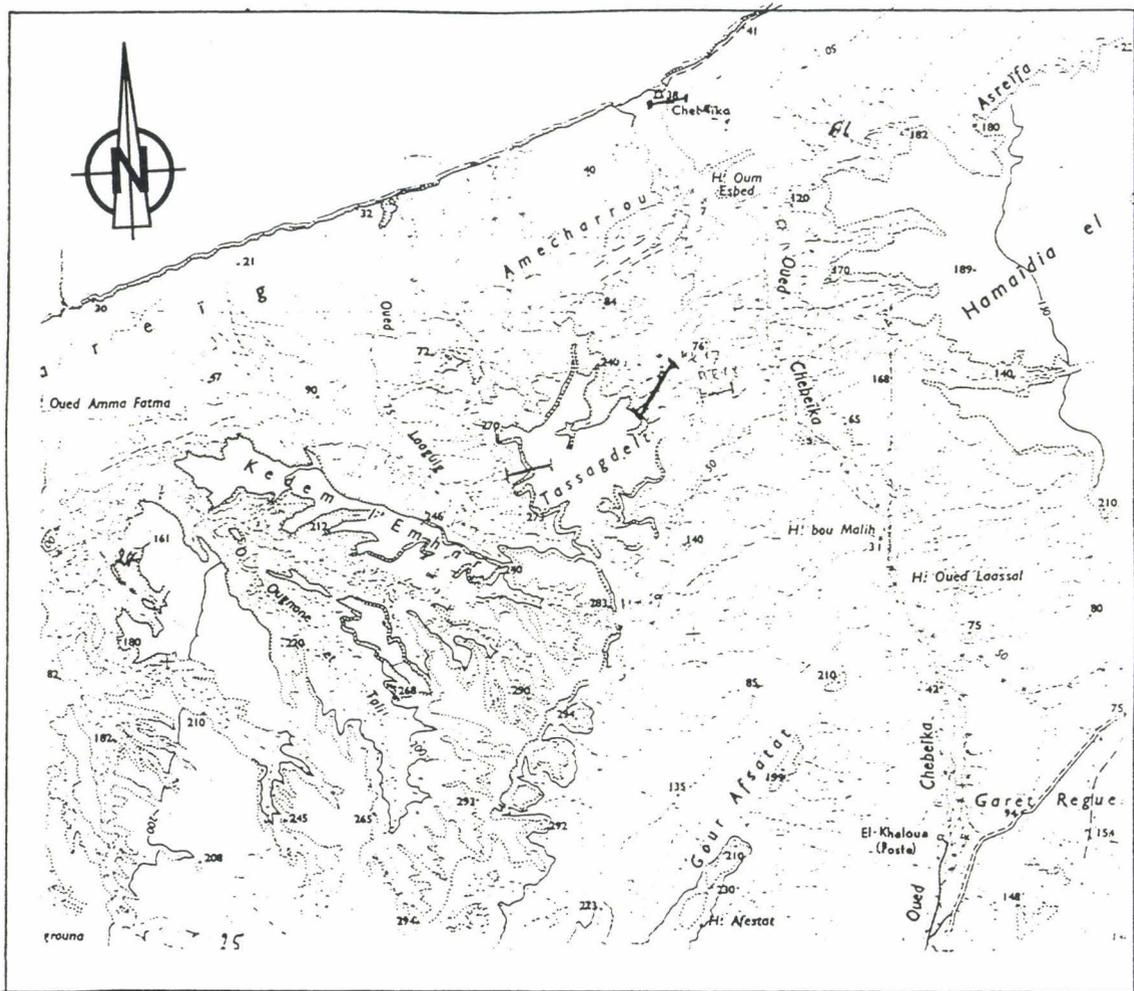


Figure I.11 : Situation géographique des coupes de l'Oued Chebeika et Tassegdelt Est et Ouest (Carte de la région de Tarfaya 1/400 000).

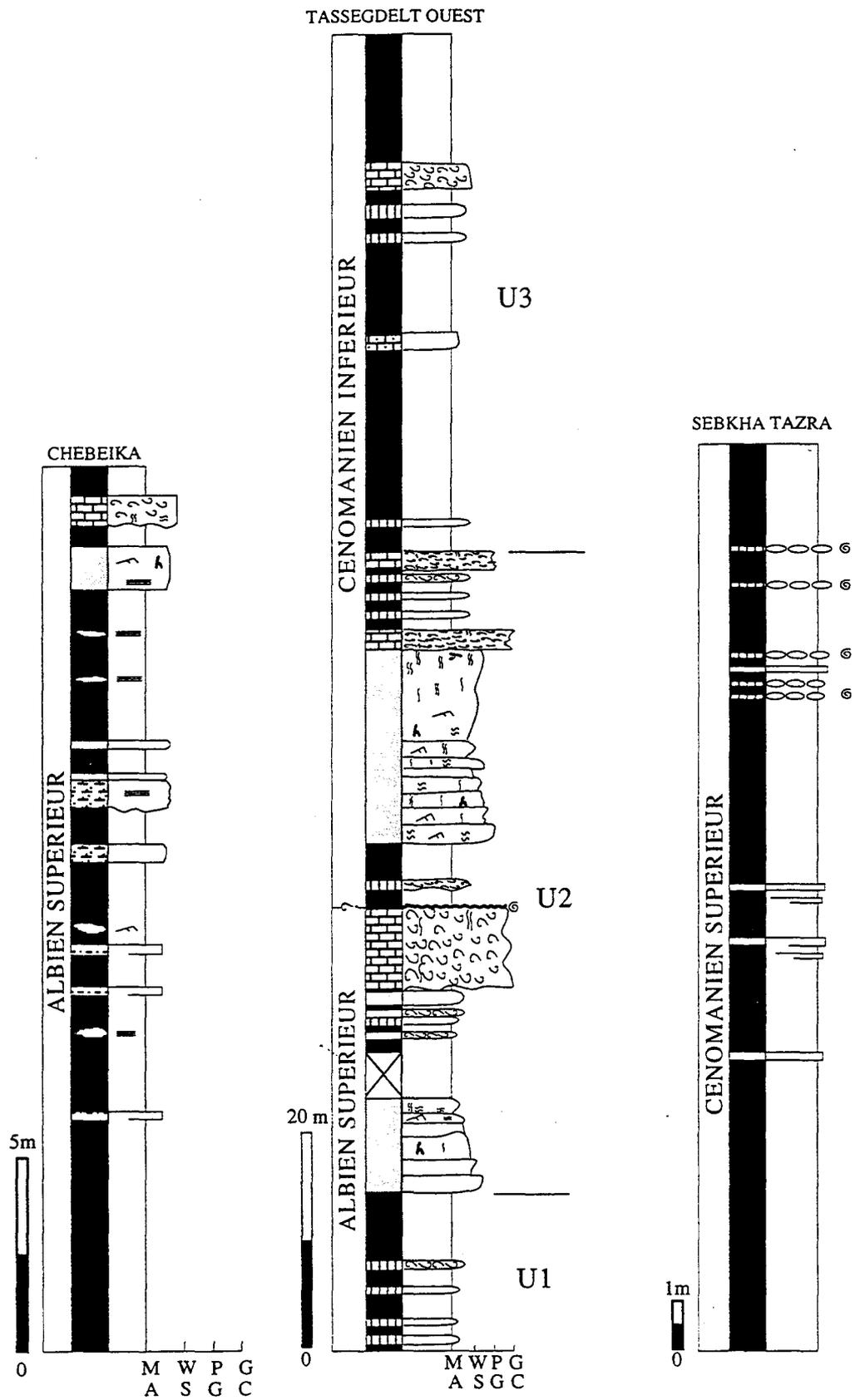


Figure I.12 : Lithostratigraphie et subdivisions stratigraphiques des coupes de Chebeika, Tassegdelt et de la carrière de la Sebkhaz Tazra.

Les lavages effectués ont livré des ostracodes en grand nombre, mais appartenant à une seule espèce *Cythereis fahrioni bigrandis* (déterminations de R. Damotte, Université de Paris VI). Cette espèce a été décrite dans le Cénomaniens inférieur du Djebel Semmama en Tunisie (Damotte, communication personnelle). Elle est également connue dans l'Albien supérieur et le Cénomaniens d'Algérie et dans l'Albien-Cénomaniens du Maroc. Il s'agit d'une espèce typiquement marine connue dans l'étage infralittoral à circalittoral (Andreu, 1989). Les sédiments de la coupe de l'Oued Chebeika sont donc attribuables soit à l'Albien, soit au Cénomaniens. Compte tenu du fait que le bassin de Tarfaya présente une structure monoclinale avec un pendage faible vers l'Ouest, il est logique de situer stratigraphiquement la coupe de l'Oued Chebeika en dessous de la coupe de Tassegdelt située à 10 km au Sud-Est. Dans la mesure où la coupe de Tassegdelt est datée de l'Albien supérieur nous avons attribué un âge Albien supérieur à la coupe de l'Oued Chebeika.

I-4-3 : Coupe de Tassegdelt Ouest (Fig. I.11)

Trois unités lithologiques peuvent être distinguées :

La partie basale de la coupe (U1) (Fig. I.12) présente un ensemble de marnes silteuses jaunâtres à verdâtres avec des intercalations de bancs calcaires centimétriques à décimétriques à texture mudstone à wackestone qui sont surmontés par un faciès plus sableux fin et modérément bioturbé. Cet ensemble est surmonté par une barre lumachellique de 7 m d'épaisseur formée par des coquilles d'huîtres épaisses, monospécifiques, jointives et sans disposition préférentielle (U2). Cette barre est homogène en composition et en épaisseur à l'échelle kilométrique. Son toit est constitué par une surface durcie (hard-ground) qui présente des ammonites encroûtées (Planche. I.1).

Au dessus de la surface durcie, le faciès devient marno-silteux avec des intercalations de grès intensément bioturbés, avec des rides, et de calcaires soit lumachelliques (huîtres, gastéropodes), soit micritiques. La troisième unité de cette coupe est représentée par une alternance de marnes silteuses verdâtres et de calcaires massifs parfois coquilliers.

Le contenu faunistique de la coupe est représenté surtout par des lamellibranches et des gastéropodes. Toutes les ammonites qui ont été récoltées proviennent de la surface durcie située au toit de la lumachelle.

Contrairement à la coupe de l'Oued Chebeika qui a livré de nombreux ostracodes monospécifiques, cette coupe a livré un petit nombre d'individus appartenant à diverses espèces provenant de la partie inférieure de la coupe située en dessous de la barre lumachellique. Les espèces qui ont été déterminées sont : *Cythereis fahrioni bigrandis*, *Veenia cf. florentinensis* DAMOTTA sensu ANDREU et *Paracypris* sp.

- *Veenia cf. florentinensis* est connu au Maroc (Haut Atlas) dans l'Albien-Vraconien.

Une population homogène d'ammonites provenant de la surface durcie située au toit de la

lumachelle est représentée par :

- *Desmoceras latidorsatum* , cette espèce est connue du sommet de l'Albien inférieur à la base du Cénomaniens inférieur avec une fréquence maximale dans l'Albien terminal (zone à *Stoliczkaia dispar* auct.). Il s'agit d'une espèce typiquement téthysienne (Amédéo, communication personnelle).

- *Mortoniceras (Durnovarites) perinflatum*, il s'agit de l'index de la zone la plus élevée de l'Albien (division supérieure de la zone à *S. dispar*). La limitation stratigraphique de l'espèce lui confère un intérêt particulier. Cette espèce est très cosmopolite.

I-4-4 : Coupe de la Carrière de la sebkha Tazra

Cette carrière a été implantée en 1985 dans les schistes bitumineux, sont équivalents, d'après les données de forages pétroliers implantés de part et d'autre de l'anticlinal de Tazra (SN 57 "Ouest de l'anticlinal" et SN 75 "Est de l'anticlinal"), à la "zone R" des géologues des compagnies pétrolières. Cette zone est caractérisée par un potentiel pétrolier très élevé. Des corrélations de cette carrière, basées sur les données lithologiques et géochimiques, avec les forages nous ont permis de confirmer l'âge Cénomaniens supérieur. Les sédiments exposés dans cette carrière (Fig. I.12 et 13) sont constitués d'une alternance de niveaux silicifiés et de calcaires noirs très finement laminés sans faune apparente, à l'exception de quelques restes de poissons. La partie supérieure de la coupe présente des concrétions carbonatées (nodules) centimétriques à décimétriques, dont certaines contiennent des ammonites.

La détermination spécifique est difficile dans la mesure où tous les spécimens sont fragmentés. Les espèces trouvées sont caractéristiques du Cénomaniens supérieur. Il s'agit de deux formes :

- forme lisse : *Neoptychites* sp.
- forme costulée : *Vascoceras* cf. *cauvini*

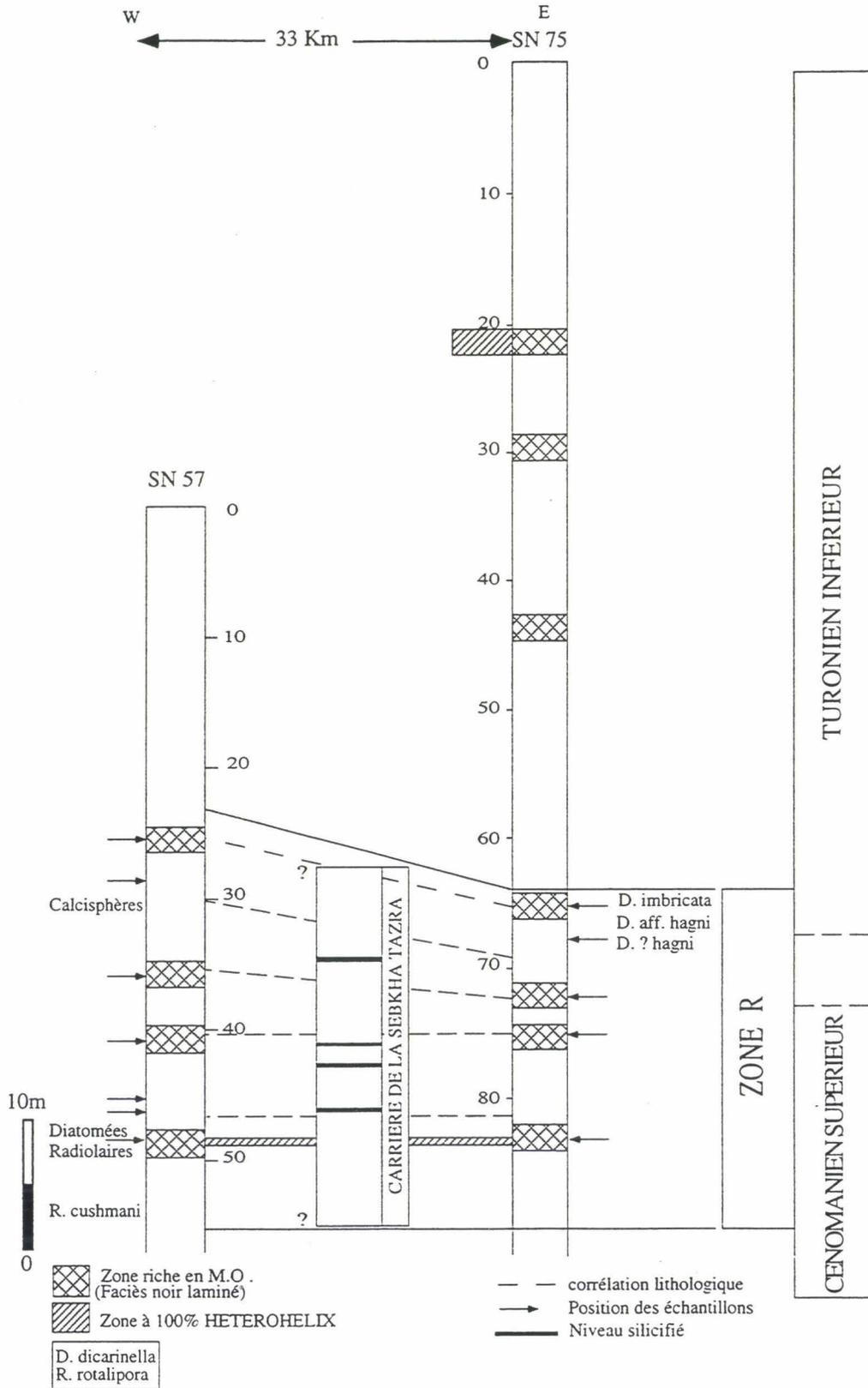


Figure I.13 : Corrélations entre la Carrière de la Sebka Tazra et les forages pétroliers (d'après les rapports Shell/ONAREP, réf. EP-58054).

I-4-5 : Coupe de Tassegdelt “Est” (Fig. I.11)

Cette coupe peut être subdivisée en trois unités lithologiques (Fig. I.14) :

- l'unité de base (U1) montre dans sa partie inférieure un faciès de marnes verdâtres plastiques qui passent brutalement à un faciès gréseux très bioturbé avec des stratifications obliques. Sans transition, le faciès change et devient calcaire, bioturbé et très coquillier avec de nombreuses coquilles de bivalves.

- unité moyenne (U2) formée par une alternance de marnes et de calcaires micritiques parfois bioturbés.

- unité supérieure (U3) constituée par une alternance de marnes finement laminées de couleurs jaunâtre à rougeâtre à l'altération, et de calcaires parfois noduleux et bioturbés. Plusieurs niveaux de silex s'intercalent entre les marnes et les calcaires.

L'unité inférieure (U1) de cette coupe est corrélable avec la partie supérieure de la coupe de Tassegdelt “Ouest” située au dessus de la surface durcie, ce qui a permis de supposer un âge Cénomaniens inférieur pour cette unité.

Dans la partie supérieure de la coupe (U3), plusieurs spécimens d'ammonites ont été trouvés : *Benuites* sp., *Calycoceras*, *Fagesia* gr. *stantoni*, *Mammites nodosoides*, *Watinoceras* gr. *coloradoensis*, *Watinoceras* sp., ce qui a permis de lui attribuer un âge Turonien inférieur.

La faune rencontrée est représentée par des gastéropodes, des ammonites et des lamellibranches (inocéramidés) dont la première apparition se produit dans l'unité moyenne.

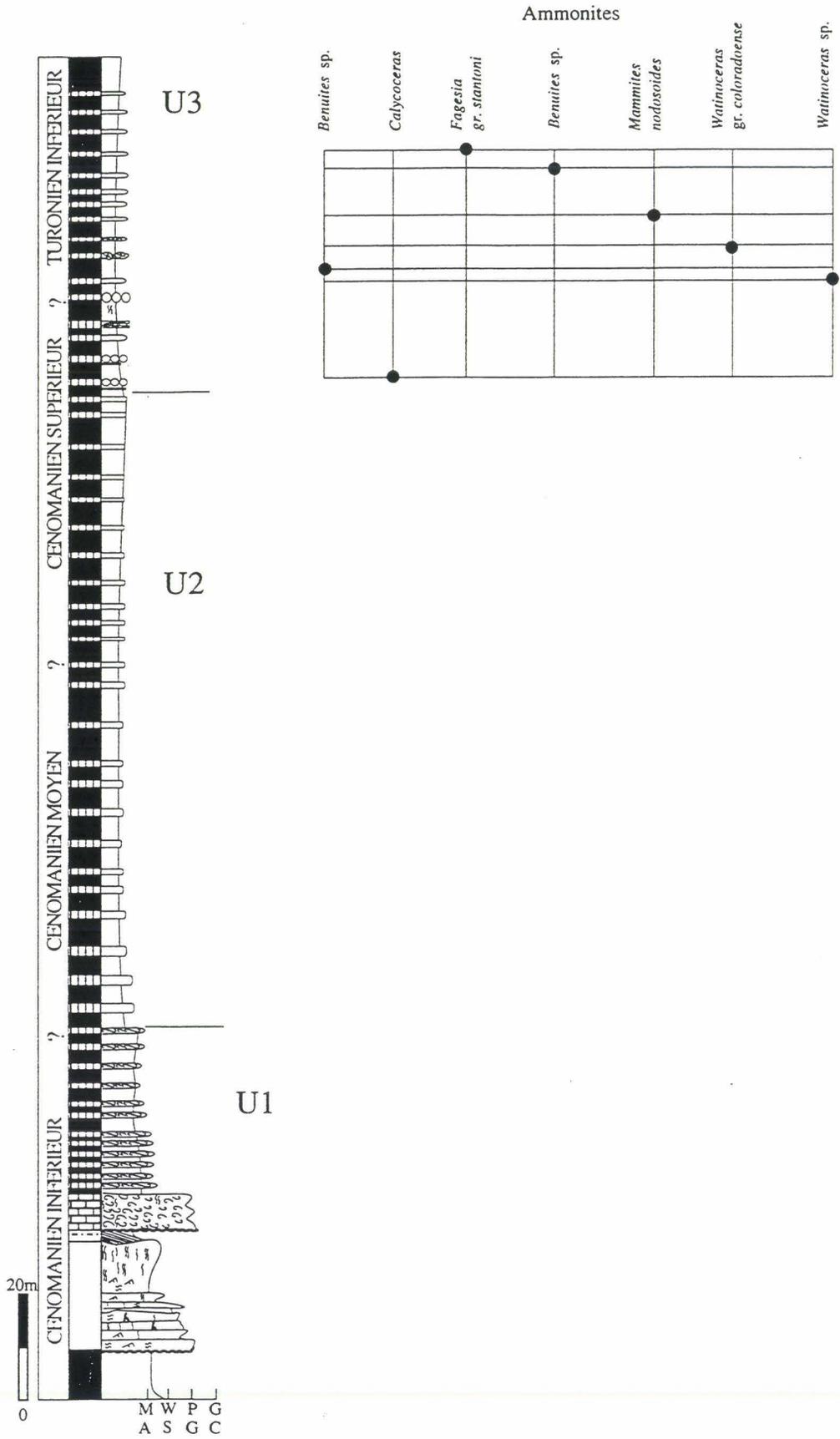


Figure I.14 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de Tassegdelt Est.

I-4-6 : Coupes des Oueds Amma-Fatma et El Ouâar (Fig. I.15)

La coupe de l'Oued Amma Fatma se situe à l'embouchure de l'Oued El Amra; celle de l'Oued El Ouâar est située à 10 km au Sud-Ouest de la coupe de l'Oued Amma Fatma. Les deux coupes présentent des dépôts similaires. Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires noirs, finement laminés parfois bioturbés et de calcaires noduleux formant soit des nodules isolés soit des bancs discontinus d'aspect noduleux montrant parfois des laminations obliques et une base érosive. La silicification intervient surtout au niveau des bordures des nodules isolés.

La coupe de l'Oued Amma Fatma a été datée grâce à de nombreuses ammonites comprenant : *Mammites nodosoides*, *Selwynoceras*, *Watinoceras gr. coloradoense*, *Kamerunoceras cf. eschii*, *Puzozia cf. curvatisulcata*, *Benuites cf. reymonti*. Elles sont toutes caractéristiques du Turonien inférieur (Fig. I.16). Cette information est confortée par la présence du foraminifère planctonique *Helvetoglobotruncana helvetica* (Planche I.2).

La coupe de l'Oued El Ouâar est également d'âge Turonien inférieur puisqu'elle est parfaitement corrélable banc par banc avec la coupe de l'Oued Amma Fatma (Fig. I.16) et la partie inférieure de la coupe de l'Oued El Amra. Ceci confirme les datations proposées par (Wiedmann *et al.*, 1982).

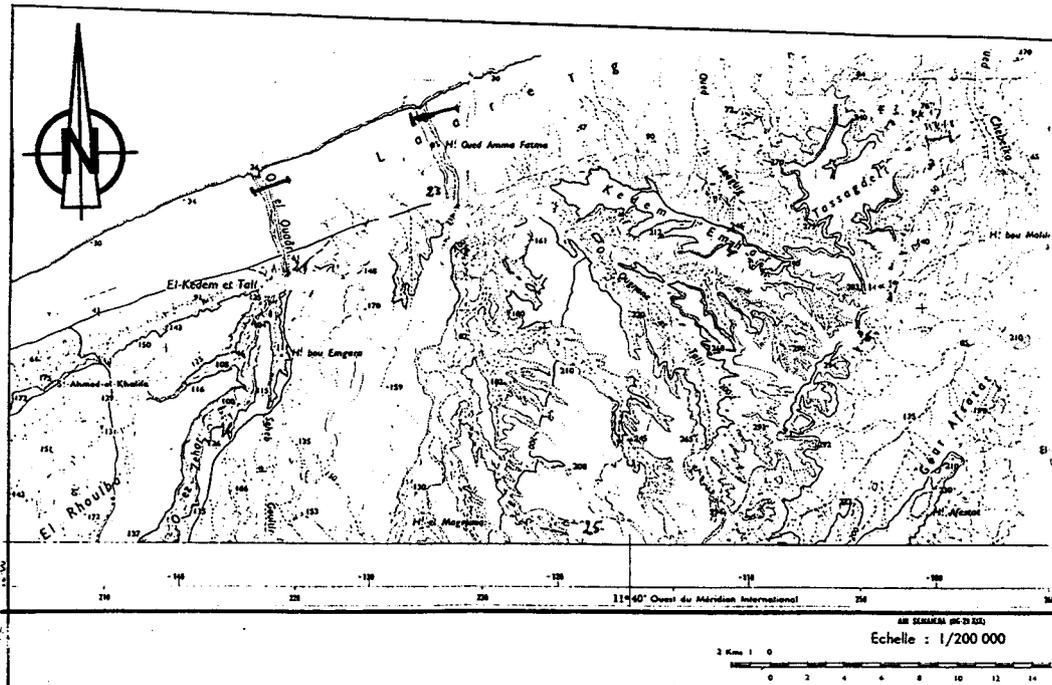


Figure I.15 : Situation géographique des coupes des oueds Amma Fatma, El Ouâar et El Amra (Carte de la région de Tarfaya 1/400 000).

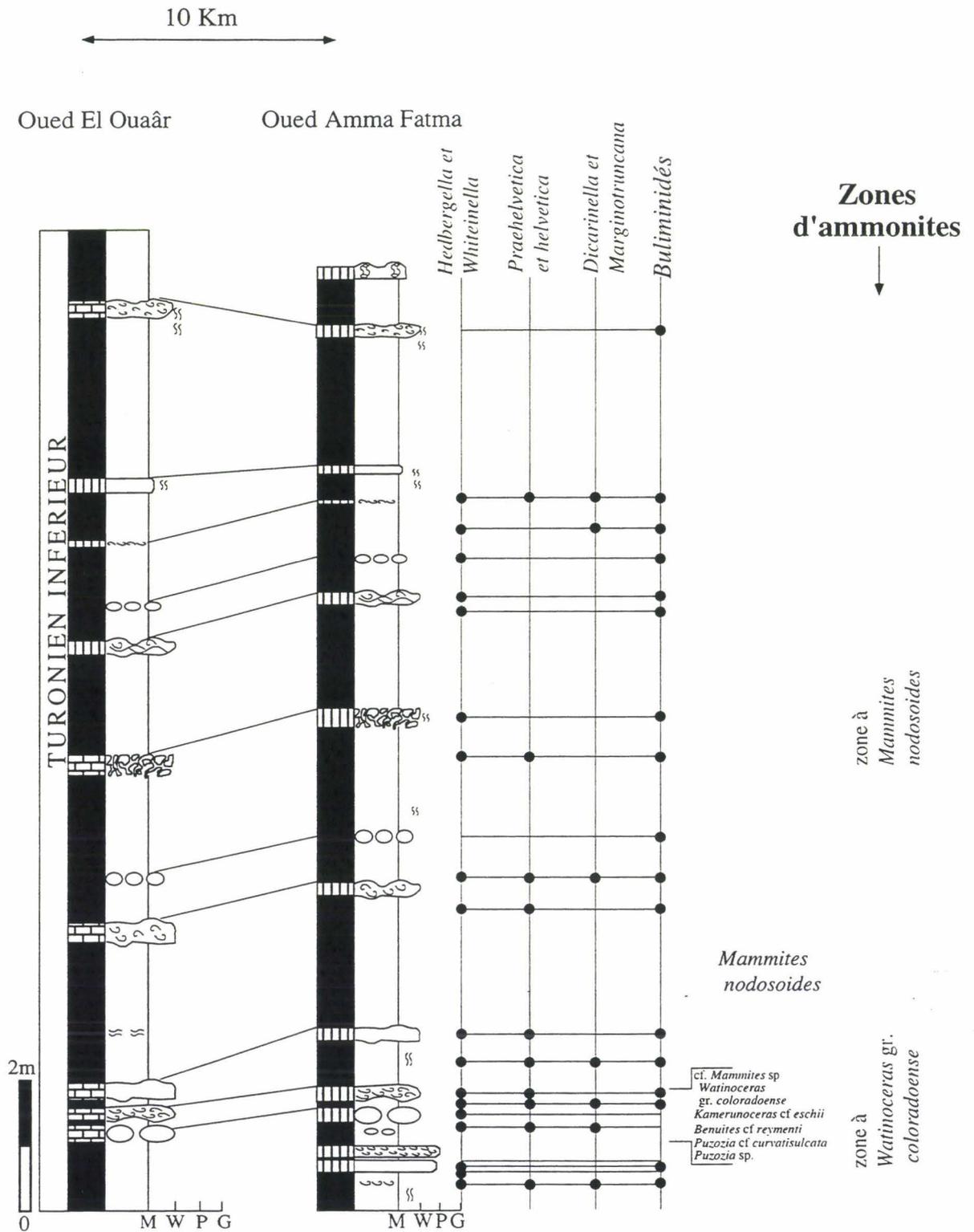


Figure I.16 : Biostratigraphie et corrélation des lithofaciès des coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar.

I-4-7 : Coupe de l'Oued El Amra (Fig. I.15)

Elle se situe sur la rive gauche de l'Oued El Amra. La partie basale de la coupe, est constituée d'une alternance de marnes et de calcaires noirs finement laminés et de calcaires parfois noduleux ou formant des concrétions carbonatées (nodules) isolées présentant des bordures siliceuses. La bioturbation (Thalassinoides) est fréquente (voir § faciès et microfaciès). Le faciès noir ne montre pas de faune, en revanche dans les calcaires massifs ou noduleux la macrofaune est représentée surtout par des ammonites, des gastéropodes et des lamellibranches.

Dans la partie médiane de la coupe, on note la présence de calcaires lumachelliques (lamellibranches, gastéropodes, ammonites). Des alternances marnes/calcaires occupent le reste de la coupe.

La faune d'ammonites récoltée composée de *Mammites* sp., *Benuites* sp. *Romaniceras* sp. et *Hyphantoceras* sp. a permis d'attribuer un âge Turonien à cette coupe. La présence des foraminifères planctoniques, *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana schneegensi* et *Dicarinella concavata* (Planche I.2) conforte cette détermination (Fig. I.17).

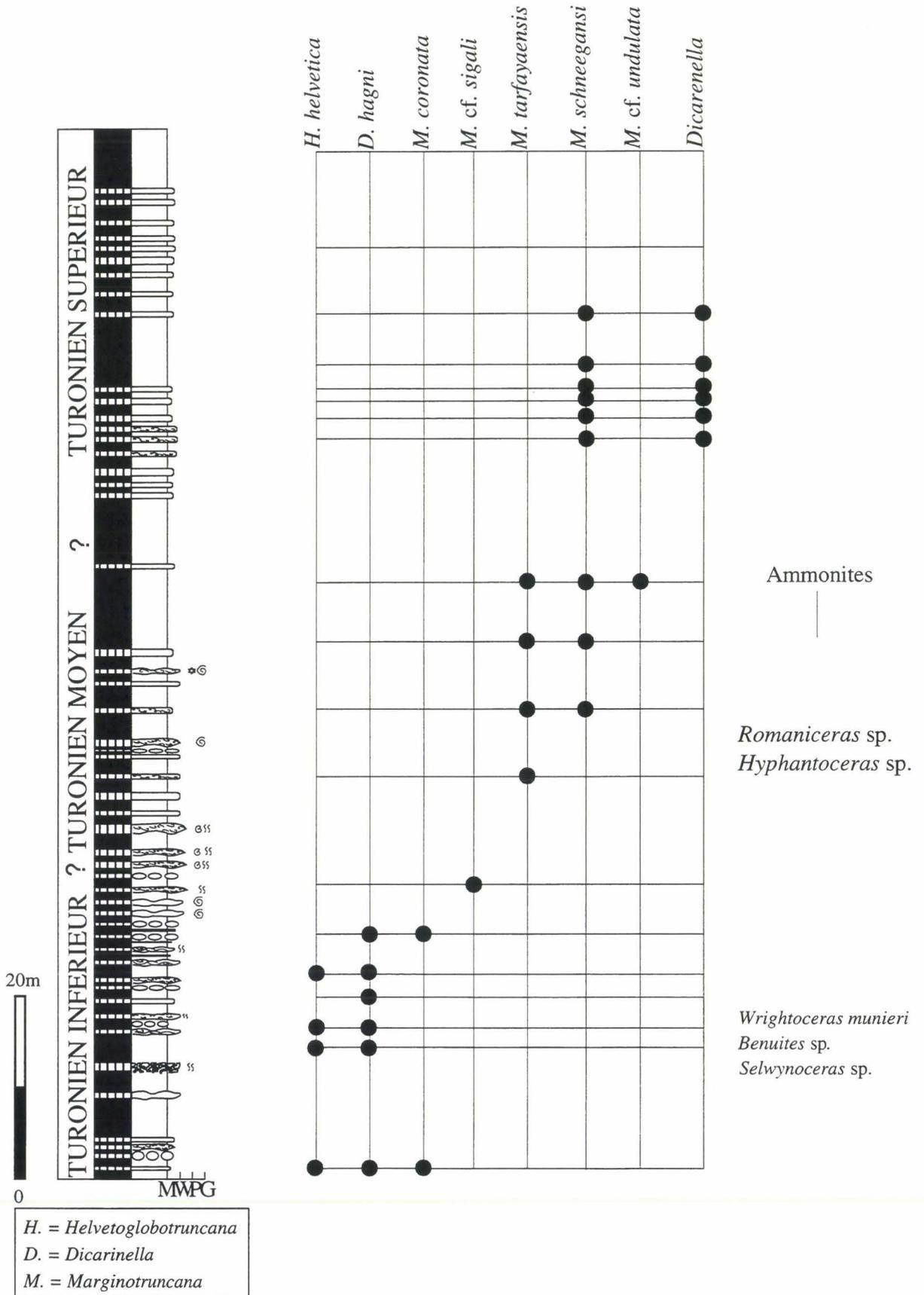


Figure I.17 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de l'Oued El Amra.

I-4-8 : Coupe d'Akhfenir (Fig. I.18)

Elle est constituée d'une alternance de marnes marron foncé ou rougeâtres suivant le degré d'altération, et de carbonates, essentiellement des wackestones à packstones parfois lumachelliques avec des coquilles de lamellibranches entières (astartes, inocérames). Ces carbonates peuvent se présenter sous forme laminée ou noduleuse (voir § faciès et microfaciès). Les coquilles d'inocéramidés de grande taille forment des niveaux condensés vers le sommet de la coupe. Des marnes noires compactes laminées sont situées soit à la base, soit vers le sommet de la coupe.

Cette coupe a été datée du Coniacien-Santonien grâce aux ammonites et aux foraminifères planctoniques (Fig. I.19).

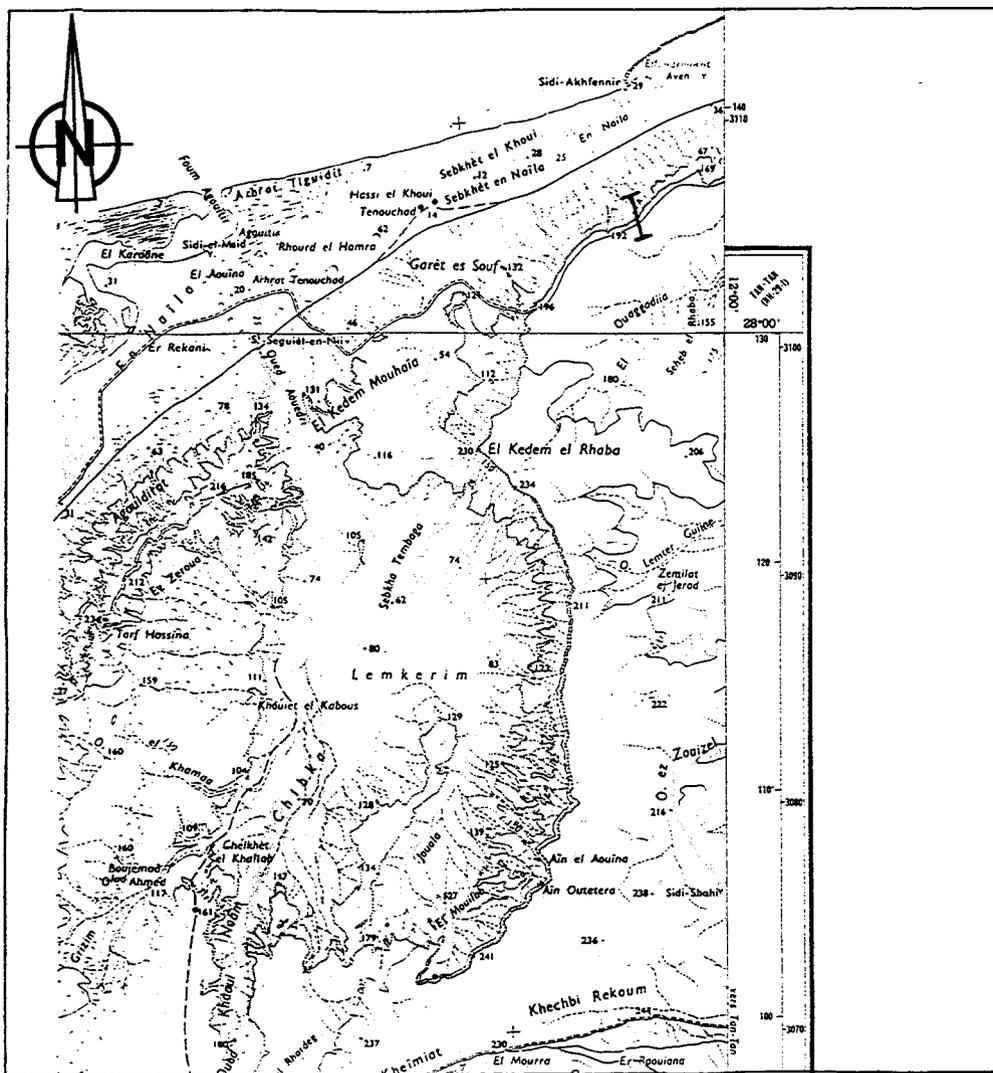


Figure I.18 : Situation géographique de la coupe d'Akhfenir
(Carte de la région de Tarfaya 1/400 000).

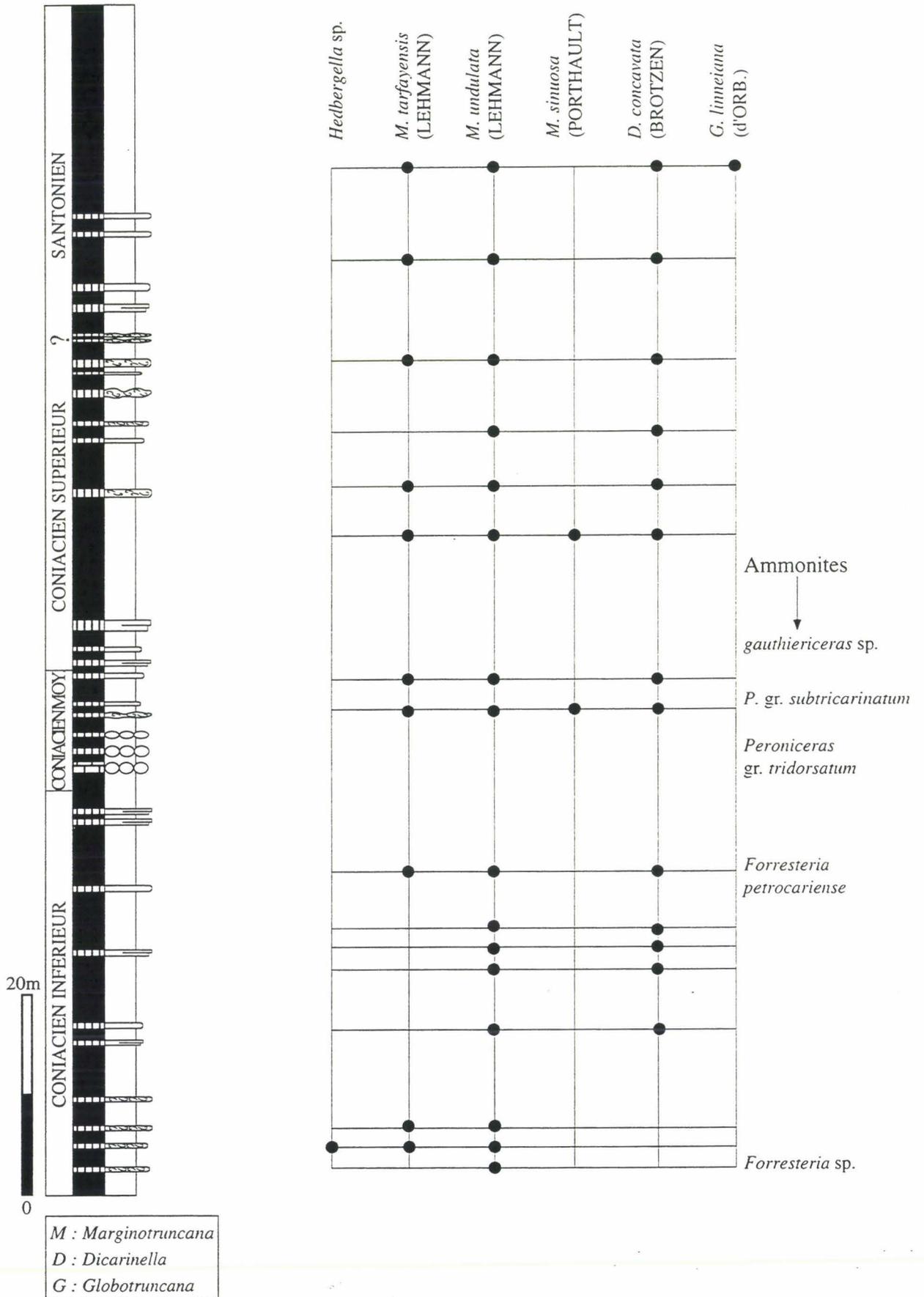


Figure I.19 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe d'Akhfénir.

I-4-9 : Coupe de la Sebkha Tah (Fig. I.20)

Elle affleure à une trentaine de kilomètres au Sud-Est de Tarfaya et présente en allant du bas vers le haut, un faciès de marnes très calcaires noires finement laminées sans faune apparente. Ce faciès passe à des marnes beiges plastiques et silteuses qui deviennent jaunâtres et grésilo-silteuses vers le haut.

Cette coupe a été datée grâce aux foraminifères planctoniques (Fig. I.21). Les formes planctoniques d'une manière générale et les carénées en particulier qui ont été trouvées sont de petites tailles. Un faible pourcentage présente une taille normale. Les associations trouvées caractérisent le Campanien non terminal. Cependant seules les *Globotruncana bulloides* et les *Globotruncana fornicata* sont abondantes.

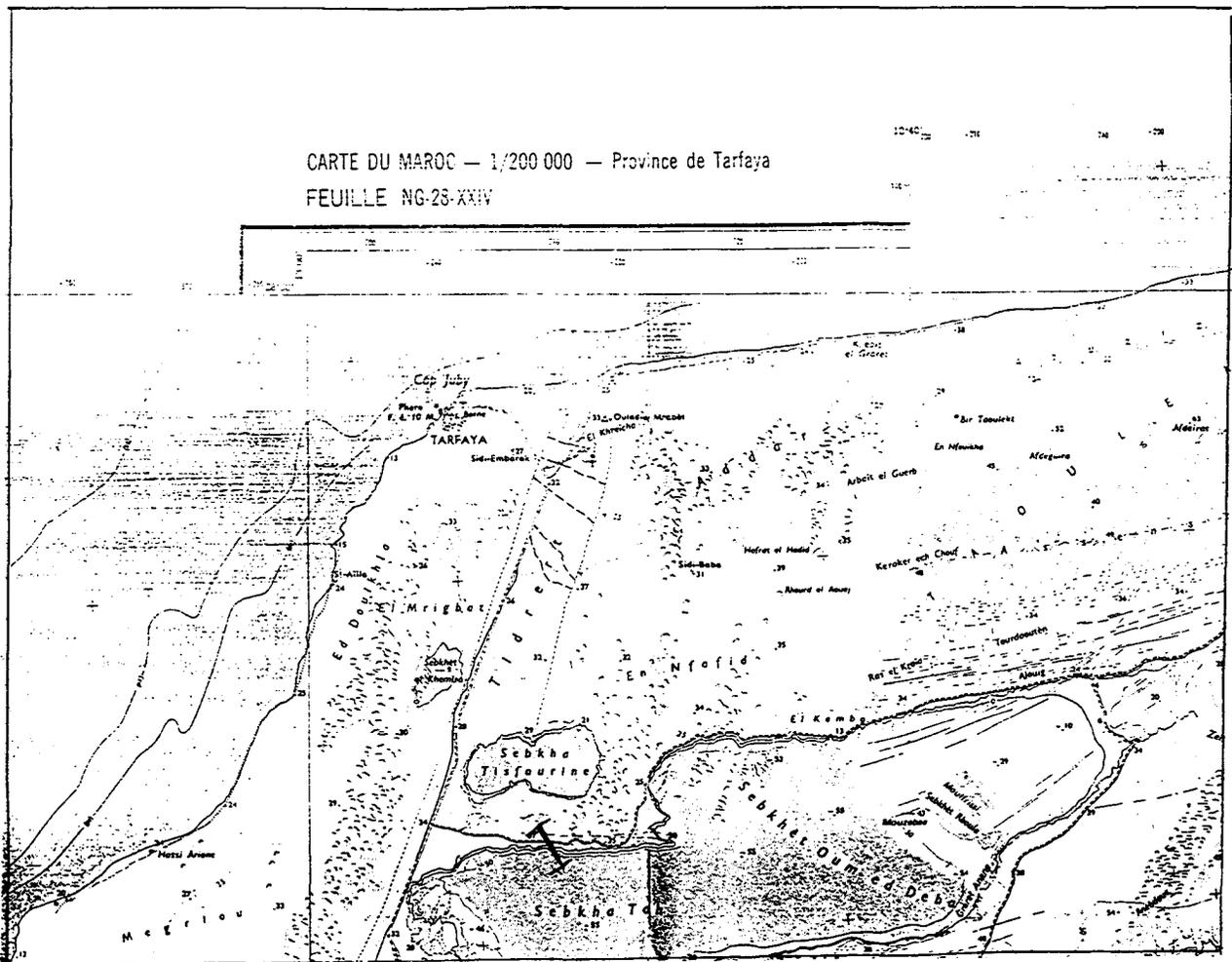
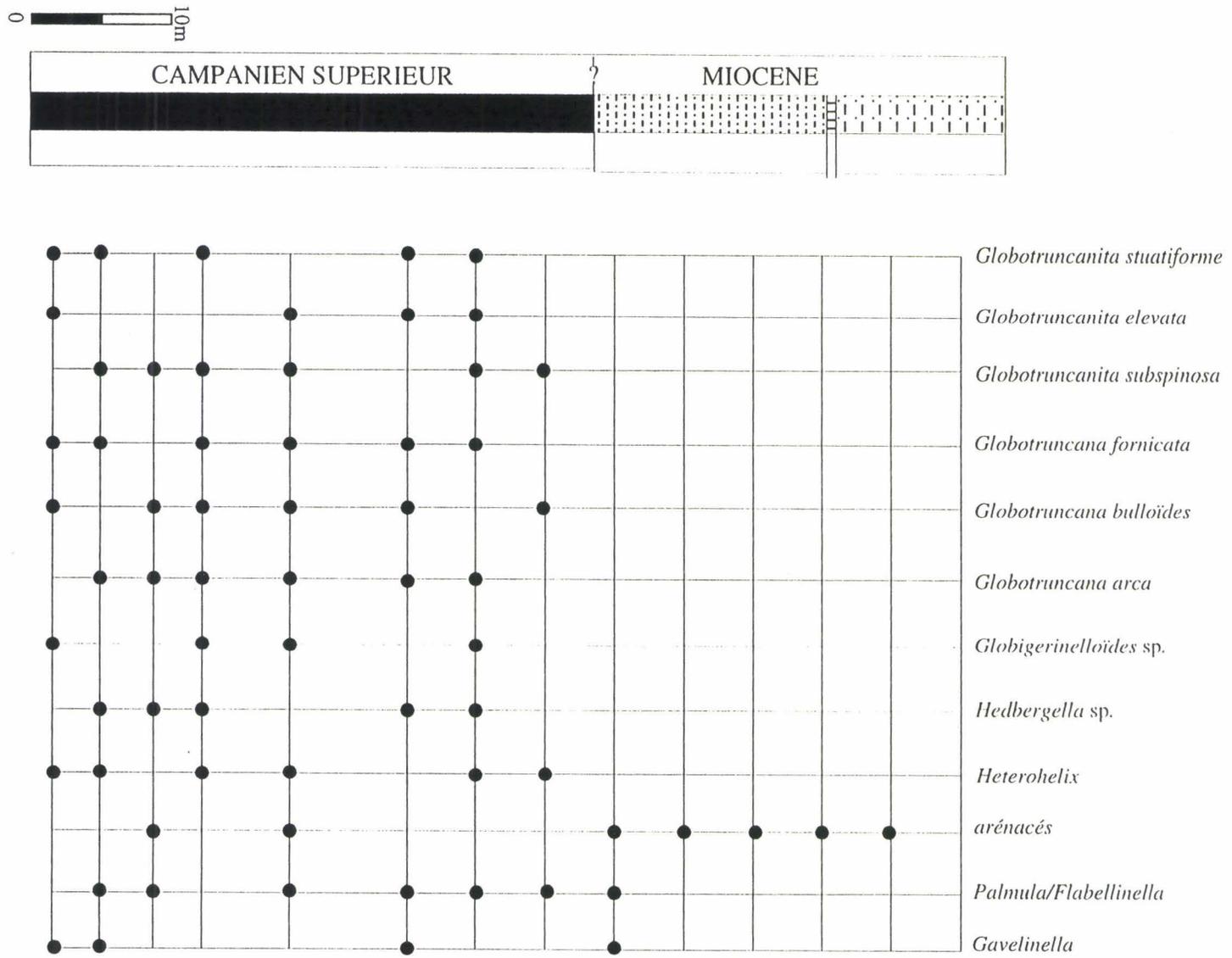


Figure I.20 : Situation géographique de la coupe de la Sebkha Tah
(Carte de la région de Tarfaya 1/400 000).

Figure 1.21 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de la Sebka Tah.



I-5 : ANALYSE DES FACIÈS ET MICROFACIÈS

I-5-1 : Description

Le levé de neuf coupes sur la marge littorale du Bassin de Tarfaya (Oued Chebeika, Tassegdelt Est et Ouest, la Carrière de la Sebkha Tazra, Oueds : Amma Fatma, l'Ouâar et El Amra, Akhfênir et la Sebkha Tah) ont permis de définir huit faciès types (Planche I.3). Leur succession verticale permet de déterminer l'évolution des environnements de dépôt.

I-5-1-1 : Faciès 1

Description

Il correspond à des calcaires lumachelliques, en bancs métriques continus, bioturbés à base érosive. Les coquilles épaisses centimétriques à pluricentimétriques de lamellibranches (Trigones, Huîtres) sont désarticulées. On note également la présence de gastéropodes. Les bioclastes sont jointifs. En lame mince, ce faciès présente une texture packstone où les coquilles de mollusques sont recristallisées. La microfaune est absente. Des grains de quartz de la taille des silts, anguleux et fracturés, sont dispersés dans la matrice micritique à microsparitique (Planche I.3).

Environnement de dépôt

L'abondance de coquilles désarticulées suggère une accumulation dans un milieu agité. Toutefois aucune figure sédimentaire caractéristique n'est observée. La sédimentation de ce type de faciès nécessite une énergie de dépôt relativement élevée caractéristique d'un milieu proximal peu profond, bien oxygéné, situé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps.

I-5-1-2 : Faciès 2

Description

Il s'agit d'un faciès silto-gréseux, jaune ocre, très bioturbé à coquilles de lamellibranches fragmentées. Il se présente sous forme de bancs métriques continus. Des laminations fines, obliques et parallèles, ont été observées. Ce faciès est souvent associé à des lentilles sableuses d'épaisseur centimétrique.

L'observation en lame mince montre qu'il s'agit de grès fins et bien classés contenant des fragments bioclastiques. Très peu carbonatés, ils sont dépourvus de microfaune. Les éléments détritiques correspondent essentiellement à des grains de quartz (70%) de la taille des silts, bien classés, anguleux, fracturés et jointifs, de feldspaths (25%) et de muscovite (5%).

Environnement de dépôt

Il s'agit d'un faciès qui suppose un mécanisme dans lequel l'énergie de courant fluctue pour construire selon les cas :

- * des laminations fines obliques parallèles caractéristiques d'un régime courantologique modéré;

- * des lentilles sableuses matérialisant un flux détritique important impliquant un phénomène rapide et instantané qui pourrait être lié à la houle de tempête (Reineck & Singh, 1972; Aigner, 1985). Ce faciès a été décrit comme des "micro hummocky" (Dott & Bourgeois, 1982).

Cette dynamique est compatible avec un environnement de dépôt de shoreface inférieur.

I-5-1-3 : Faciès 3*Description*

Le faciès 3 correspond à des bancs carbonatés lumachelliques intercalés dans des ensembles marneux. Ce faciès est caractérisé par l'absence de microfaune et par la présence de coquilles centimétriques et fragmentées de lamellibranches non recristallisés, en association monospécifique. On observe par ailleurs un granoclassement. Les bancs pluricentimétriques à pluridécimétriques présentent une grande extension latérale, leur base est légèrement érosive. Les coquilles sont jointives à la base des bancs, vers le haut la proportion de matrice micritique augmente progressivement.

Environnement de dépôt

L'abondance des coquilles fragmentées de lamellibranches, l'existence d'un granoclassement, l'absence de bioturbations et l'intercalation de ce faciès dans un ensemble de marnes, s'accordent avec la mise en place rapide et épisodique du dépôt probablement sous l'action des houles de tempêtes (Aigner, 1985).

I-5-1-4 : Faciès 4

Il est constitué par des calcaires gris, formant des bancs noduleux. Des laminations obliques emboîtées soulignées par des bioclastes, sont souvent visibles. Il forme des bancs pluricentimétriques à base érosive.

Les observations microscopiques montrent une texture wackestone. Les pellets fécaux sont abondants (50%), de forme arrondie, mélangés à de nombreux foraminifères benthiques notamment des buliminidés (40%). Des radiolaires et des diatomées sont localement bien préservés. Des fragments millimétriques à plurimillimétriques de bivalves sans orientation préférentielle sont parfois abondants.

Environnement de dépôt

Les laminations obliques en mammelons (hummocky cross stratification) et la présence de gouttières d'érosion indiquent un dépôt sous l'influence des tempêtes. Ces bancs carbonatés sont intercalés dans un ensemble de marnes très finement laminées noires déposées en milieu ouvert "offshore" situé sous la limite d'action des houles de tempête. Ceci suggère un dépôt des bancs carbonatés dans un milieu d'offshore supérieur.

I-5-1-5 : Faciès 5*Description*

Le faciès 5 est constitué d'argiles silteuses, plastiques verdâtres à jaunâtres, dans lesquelles s'intercalent des bancs de calcaires silteux et des lentilles sableuses à laminations planes parallèles ou à rides millimétriques. La faune peu abondante est représentée par des ostracodes monospécifiques ainsi que par des débris de lamellibranches et de poissons.

Environnement de dépôt

L'influence détritique est marquée par l'abondance de silts et la présence de lentilles sableuses qui correspondent probablement à des petites tempestites (Fürsich, 1982, Aigner, 1985). Il s'agit vraisemblablement d'un environnement d'offshore supérieur avec influence distale de tempête. La monospécificité des faunes d'ostracodes est difficilement explicable dans ce milieu marin ouvert.

I-5-1-6 : Faciès 6*Description*

Il s'agit de calcaires, en bancs décimétriques continus, présentant des traces de bioturbations sous forme de tubes horizontaux alignés à la base des bancs. Les coquilles de lamellibranches (astartes et inocérames), de gastéropodes et d'ammonites de taille plurimillimétrique à centimétrique, sont bien préservées et jointives. Le microfaciès montre qu'il s'agit de wackestone à packstone. Le spectre floro-faunistique large est composé : de bivalves (40%) remplis de pellets fécaux bien arrondis et formant des structures géopétales, de foraminifères planctoniques (bicarénées) et benthiques (40%), de radiolaires et diatomées (10%), de calcisphères et de coccolithes (10%). Quelques coquilles (astartes et inocérames) sont épigénisées partiellement ou intégralement par de la silice d'origine biogène (opale). Des peloïdes de taille millimétrique, d'origine fécale, de forme arrondie ou aplatie occupent pratiquement toute la matrice. Des restes de tests d'organismes ont été observés à l'intérieur de ces pellets.

Environnement de dépôt

Il s'agit d'un faciès mis en place dans un milieu marin ouvert de faible énergie comme semble le montrer la présence de coquilles entières et l'abondance de pellets fécaux. Le contenu biologique représenté par une faune planctonique variée auquel s'ajoute des organismes benthiques témoigne d'un milieu marin ouvert, bien oxygéné et riche en éléments nutritifs. Les faibles apports détritiques résultent probablement d'un éloignement des sources d'alimentation silicoclastiques.

I-5-1-7 : Faciès 7*Description*

Ce sont des marnes plastiques beiges, laminées, présentant occasionnellement des coquilles entières d'astartes, d'inocérames et d'ammonites (10%). En association avec ce faciès, s'intercalent des bancs carbonatés, parfois noduleux, présentant une texture mudstone à wackestone. L'analyse du microfaciès montre la présence d'une association biologique variée constituée par des foraminifères planctoniques et benthiques (45%), des radiolaires et des diatomées "genre *Chaetoceras*" (I. Brodie, communication personnelle) (10%), des calcisphères et des coccolithes (10%) et des débris phosphatés. Des coquilles sont épigénisées par de la silice d'origine biogène. Des grains de quartz de la taille des silts fins sont dispersés dans la matrice micritique. Des peloides d'origine fécale similaires à ceux observés au niveau du faciès précédent (25%) ainsi que des phénomènes de micritisation partielle ou intégrale sur les coquilles ont été observés.

Environnement de dépôt

Ce faciès indique un milieu marin ouvert situé sous la limite d'action des vagues de tempêtes puisqu'aucune caractéristique énergétique n'a été reconnue (offshore inférieur). L'intercalation des bancs carbonatés pourrait être due soit à des facteurs autocycliques tels que : les changements du chimisme des eaux, soit à des facteurs allocycliques tels que les fluctuations eustatiques ou les changements climatiques.

L'abondance et la variété des organismes résultent vraisemblablement de l'activité des upwellings responsables de l'apport d'éléments nutritifs favorisant ainsi une bonne bioproduktivité.

I-5-1-8 : Faciès 8*Description*

Il correspond à des marnes et calcaires noirs, très finement laminés, montrant parfois des traces de bioturbations millimétriques (Thalassinoides). Les sédiments sont très riches en matière organique sans macrofaune apparente à l'exception de restes de poissons. En lames

minces, les lamines sombres sont constituées essentiellement d'un mélange d'argiles et de matière organique. Dans les lamines claires, on distingue en particulier des foraminifères planctoniques (45%), des radiolaires, des diatomées (5%) "genre *Chaetoceras*", des débris phosphatés (restes de poissons, 5%), des calcisphères et des coccolithes (15%). Des grains de quartz de la taille des silts très fins sont dispersés dans la matrice. La pyrite est présente sous forme dispersée. Les pellets fécaux de taille millimétrique (30%) sont souvent écrasés et déformés.

Environnement de dépôt

C'est un faciès qui correspond à un milieu marin ouvert, relativement profond, riche en éléments nutritifs, anoxique et sans agitation hydrodynamique (offshore inférieur). Le contenu biologique présente les mêmes associations que dans le faciès précédent. Néanmoins la matière organique a pu être préservée dans ce faciès, contrairement au faciès 7. Une grande extension de la zone à minimum d'oxygène pourrait avoir favorisé cette préservation.

En conclusion, nous avons tenté d'établir une zonation des différents faciès rencontrés sur une plate-forme théorique en fonction des limites d'action des houles de beau temps et de tempêtes (Fig. I.22).

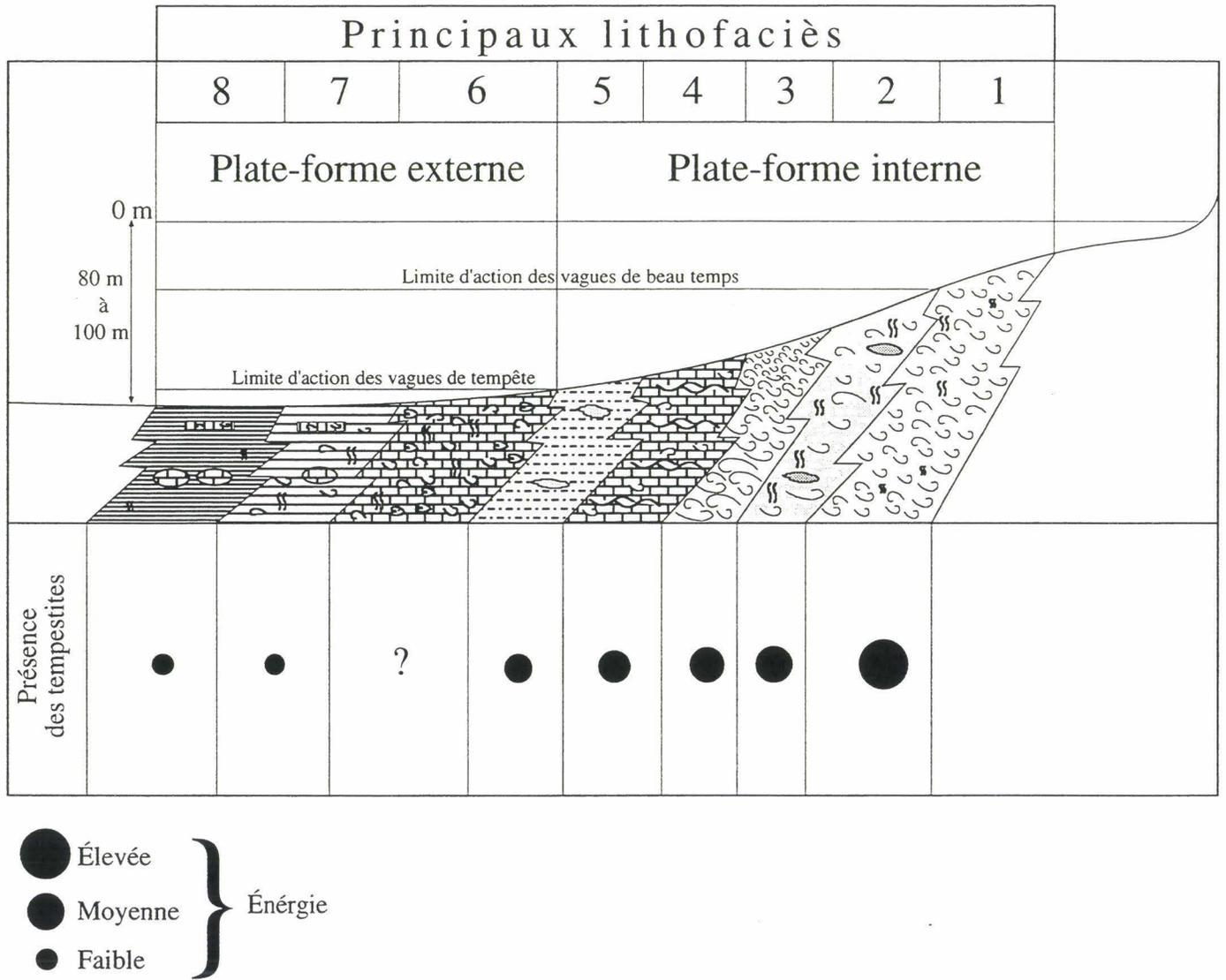


Figure I.22 : Modèle schématique montrant la répartition des principaux lithofaciès du Crétacé supérieur dans le Bassin de Tarfaya.

I-5-2 : Évolution des environnements de dépôts

La répartition des faciès dans la série stratigraphique permet d'identifier deux épisodes de sédimentation.

* **Épisode I** : Albien supérieur-Cénomaniens moyen caractérisé surtout par les quatre faciès 1, 2, 3 et 5. Ces faciès sont particulièrement bien développés sur la coupe de l'Oued Chebeika (Fig. I.23) et Tassegdelt Ouest (Fig. I.24). La nature des faciès indique un environnement proximal fortement influencé par les agents hydrodynamiques.

* **Épisode II** : Cénomaniens supérieur-Campanien caractérisé par les quatre autres faciès, 4, 6, 7 et 8. Cet ensemble de faciès est bien exposé sur les coupes de la carrière de la Sebkha Tazra, de Tassegdelt Est, d'Akhfènir, de la Sebkha Tah ainsi que sur les coupes des Oueds Amma Fatma, El Ouâar et El Amra. La coupe de la carrière de la Sebkha Tazra montre particulièrement bien l'homogénéité des faciès et de la texture des sédiments ce qui suggère un environnement de dépôt "offshore" peu changeant.

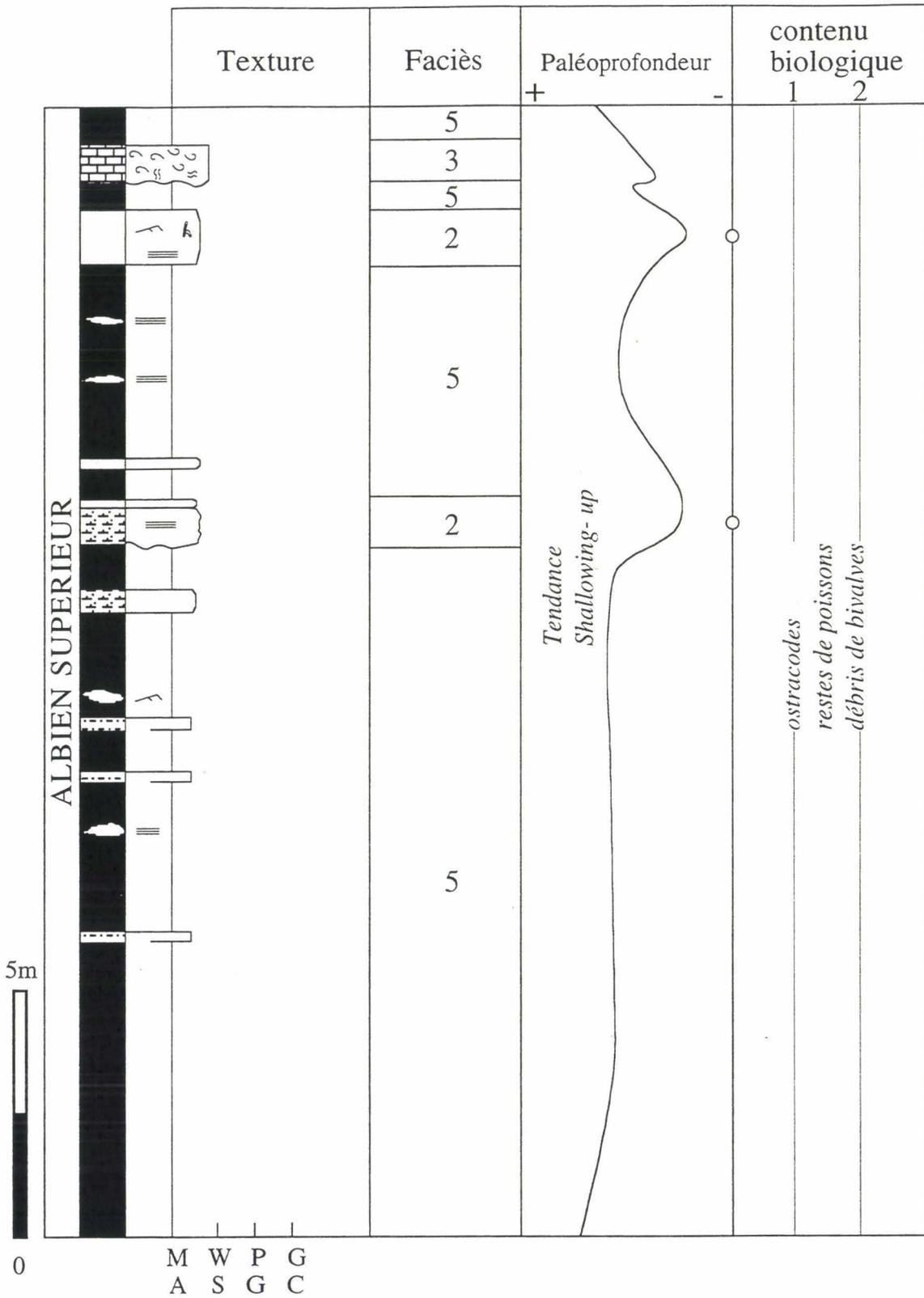


Figure I.23 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de l'Oued Chebeika.

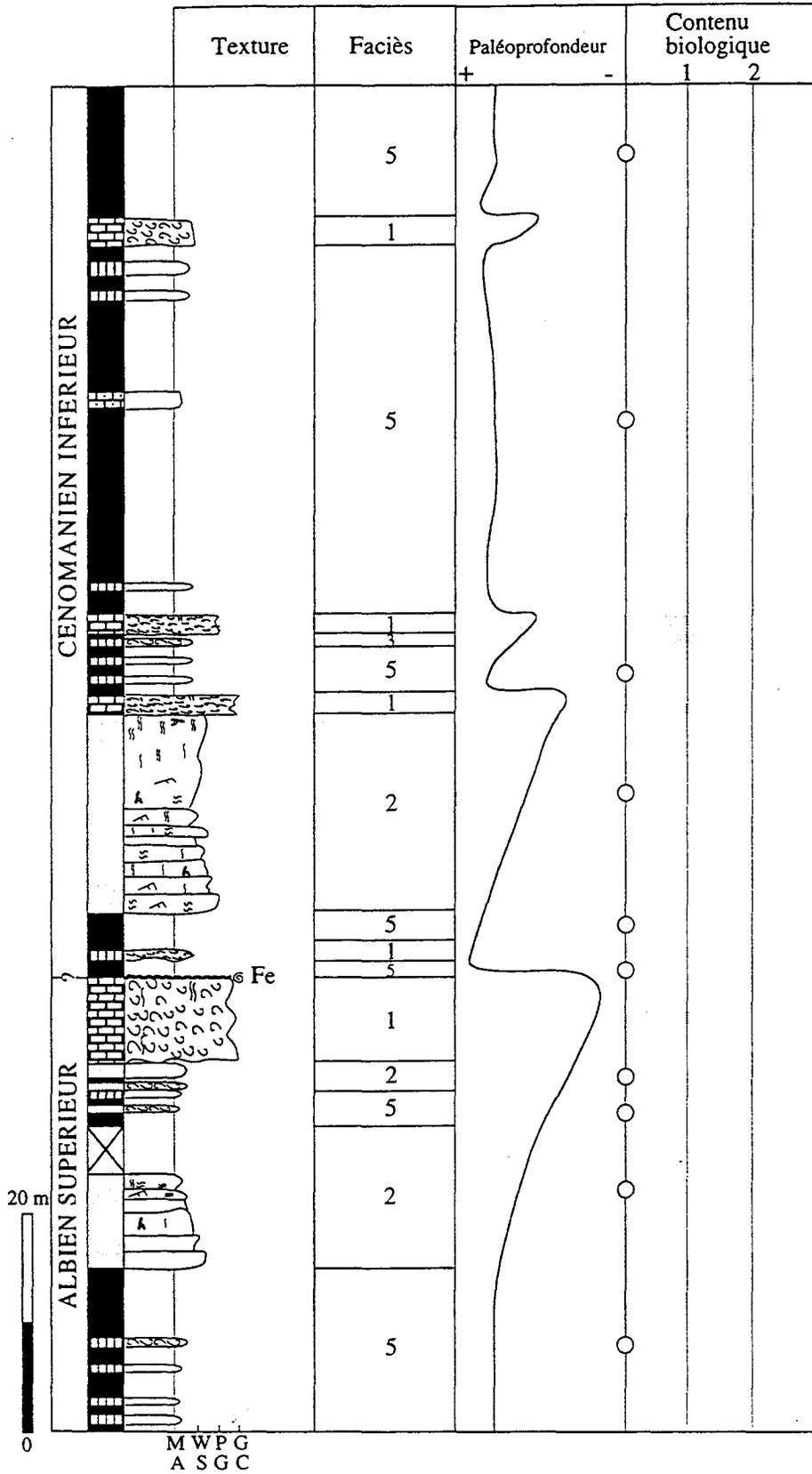


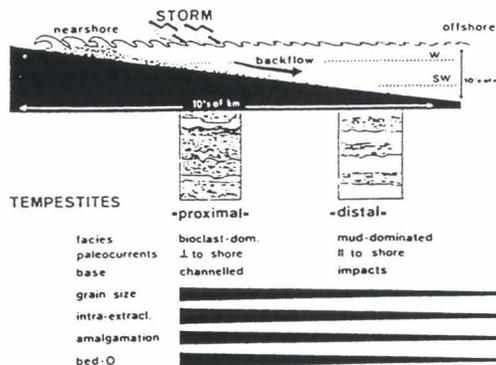
Figure I.24 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de Tassegdelt Ouest.

I-5-2-1 : Épisode I

La série sédimentaire de l'Albien supérieur au Cénomaniens moyen est marquée par la présence de nombreux bancs bioclastiques intercalés dans un ensemble de marnes silteuses et de grès parfois bioturbés. La fréquence des bancs bioclastiques est plus importante au Cénomaniens inférieur à moyen. Les bancs bioclastiques pourraient correspondre à des dépôts de tempêtes proximaux (Fig. I.25) (Planche 1) ou résulteraient d'une activité courantologique continue empêchant la sédimentation des particules fines, entraînant ainsi l'accumulation de coquilles (Fig. I.26; Bloos, 1982).

Sur les coupes de Tassegdelt Est et Tassegdelt Ouest le passage entre les lithofaciès (1) et (2) est souvent brutal, probablement, en raison d'une baisse d'énergie du milieu de dépôt. Sur la coupe de Tassegdelt Ouest le faciès (1) est couronné par une surface durcie (hard ground) présentant des ammonites encroûtées et des oxydations ferrugineuses (Planche 1). Cette surface traduit une condensation sédimentaire qui pourrait être liée à une élévation importante du niveau marin (Surface d'inondation maximale).

FACIES-MODEL



IDEAL TEMPESTITE-SEQUENCE + HYDRODYNAMIC INTERPRETATION

BEDFORMS	FLOW REGIME	SEDIMENT. RATE
pelitic division	LAMINAR FLOW	very low
wave ripples	LOWER REGIME	moderate-low
plane lamination	UPPER FLOW REGIME	high
graded bedding	re-deposition of suspended detritus	very high
erosional contact	storm erosion	
pelitic background sedimentation		very low

Figure I.25 : Variations latérales des faciès de tempêtes
(W : wave base, SW : storm wave base; d'après Aigner, 1982).

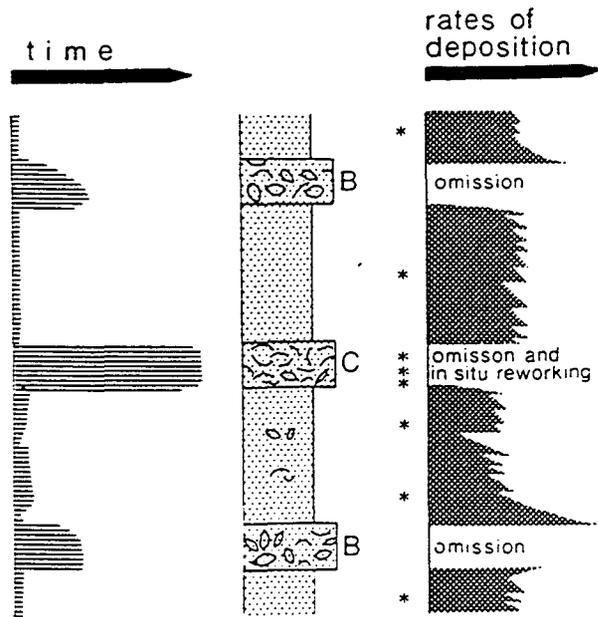


Figure I.26 : Relation entre la formation des bancs bioclastiques, le taux de sédimentation et la fréquence des tempêtes (*), B) coquilles bien préservées parfois en position de vie, C) coquilles brisées et remobilisées (d'après Fürsich, 1982)

I-5-2-2 : Épisode II

I-a : Caractéristiques sédimentologiques

Les principales caractéristiques sédimentologiques de cet intervalle sont représentées respectivement sur les figures I. 27, I.28 et I.29. Les sédiments du Turonien moyen-Santonien affleurent au niveau de la coupe de l'Oued El Amra et d'Akhfénir. Le Campanien est exposé sur la coupe de la Sebkha Tah. Les lithofaciès décrits sont voisins de ceux présents dans les "schistes" noirs du Jurassique supérieur (Kimmeridge Clay) en Angleterre (Macquaker, 1994, Wignall, 1991).

La sédimentation pendant cet épisode est caractérisée par des faciès de marnes et de calcaires, chargés en matière organique et par la continuité frappante de niveaux de calcaires noduleux et de niveaux bioclastiques (Fig. I.30). L'abondance des sédiments carbonatés montre que l'apport des sédiments terrigènes vers le centre du bassin a été très faible ce qui prouve l'éloignement des sources d'alimentation, résultat d'un niveau marin élevé. Ce type de sédimentation n'est pas restreinte au seul bassin de Tarfaya, elle caractérise aussi la plupart des bassins côtiers Ouest-africains (Bassin du Haut-Atlas, Bassin de Benoue-Nigéria).

Les sédiments déposés au cours de cet épisode ont fait l'objet d'une étude détaillée des microfaciès.

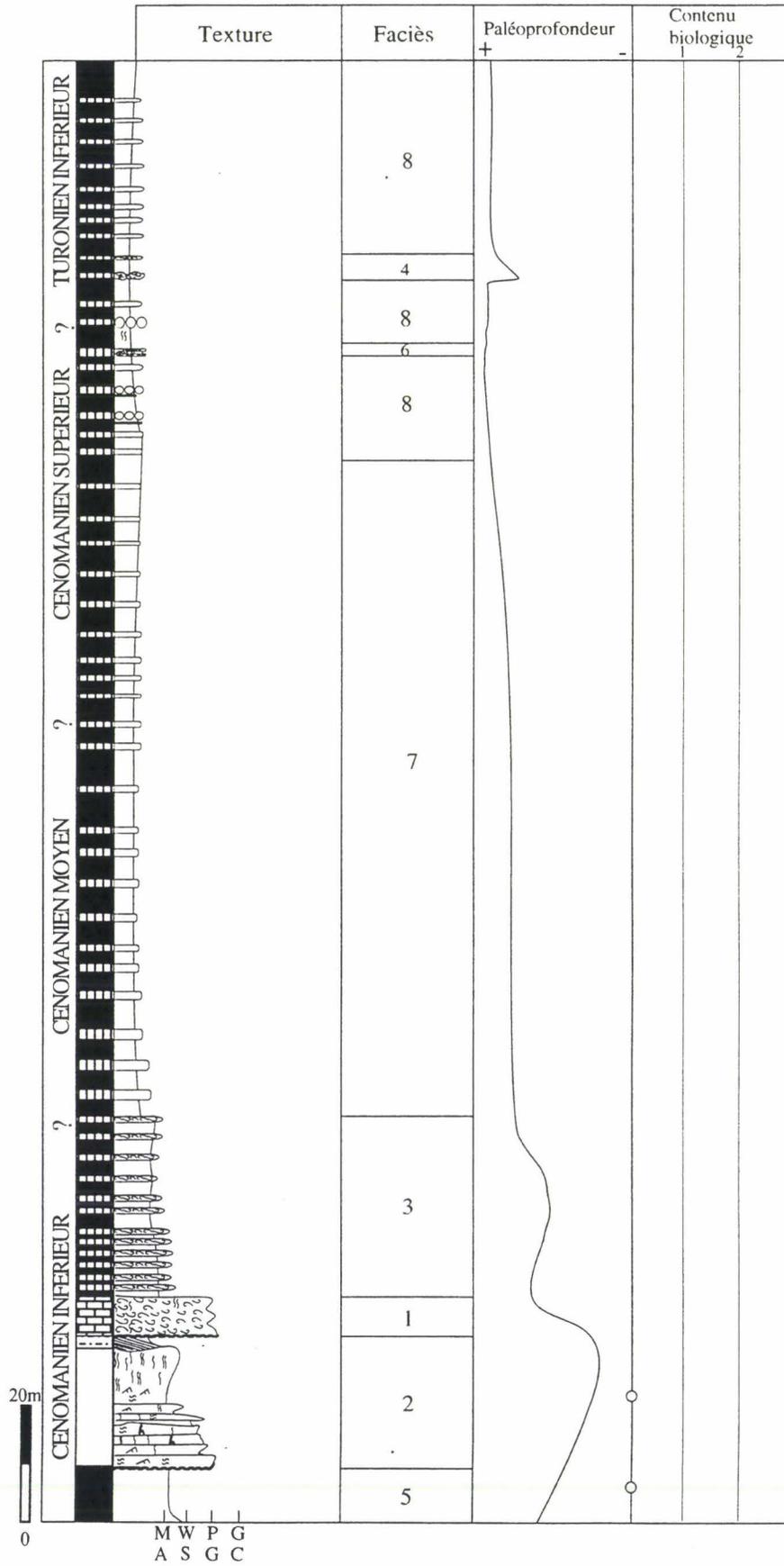


Figure I.27 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de Tassegdelt Est.

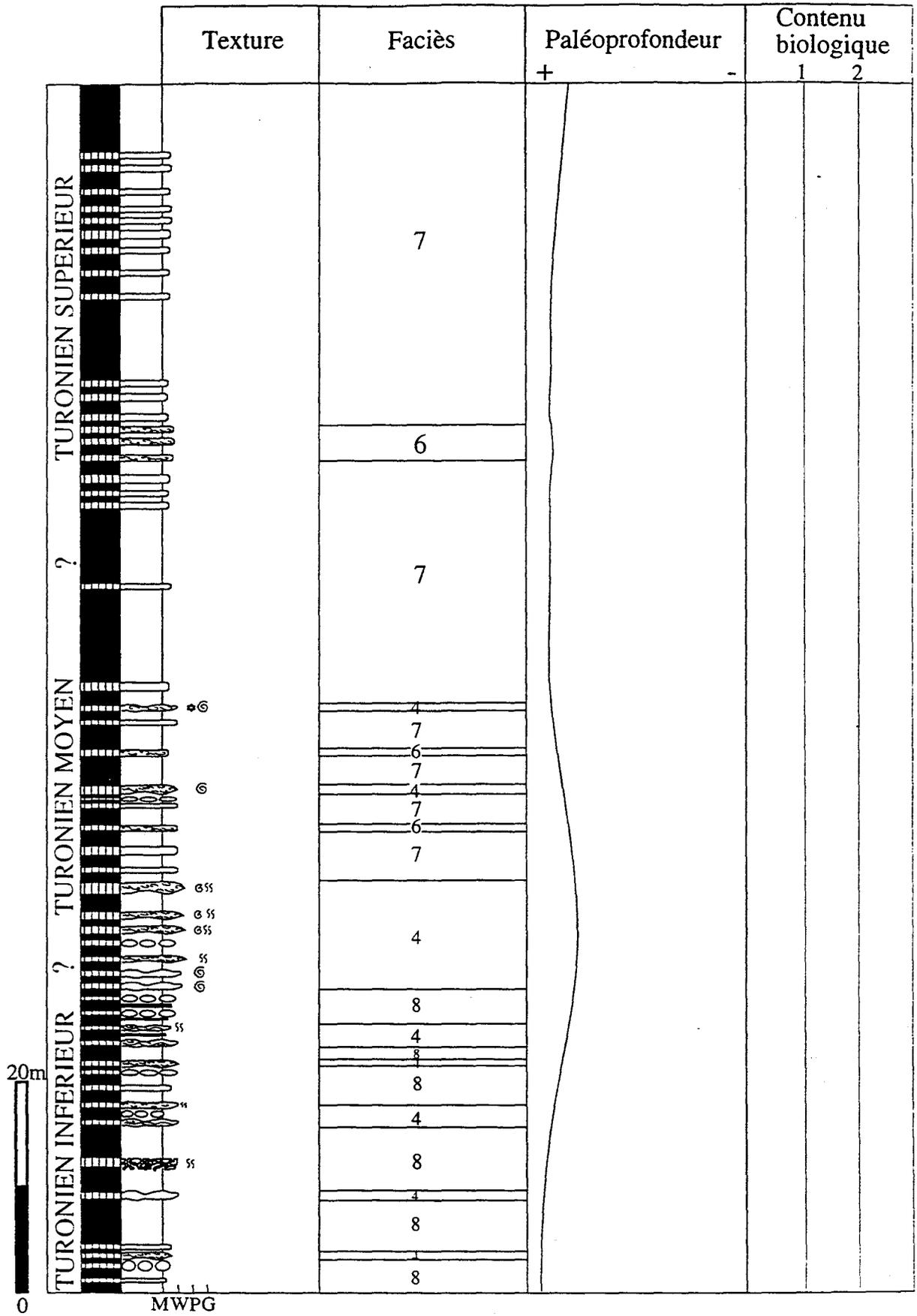


Figure I.28 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de l'Oued El Amra.

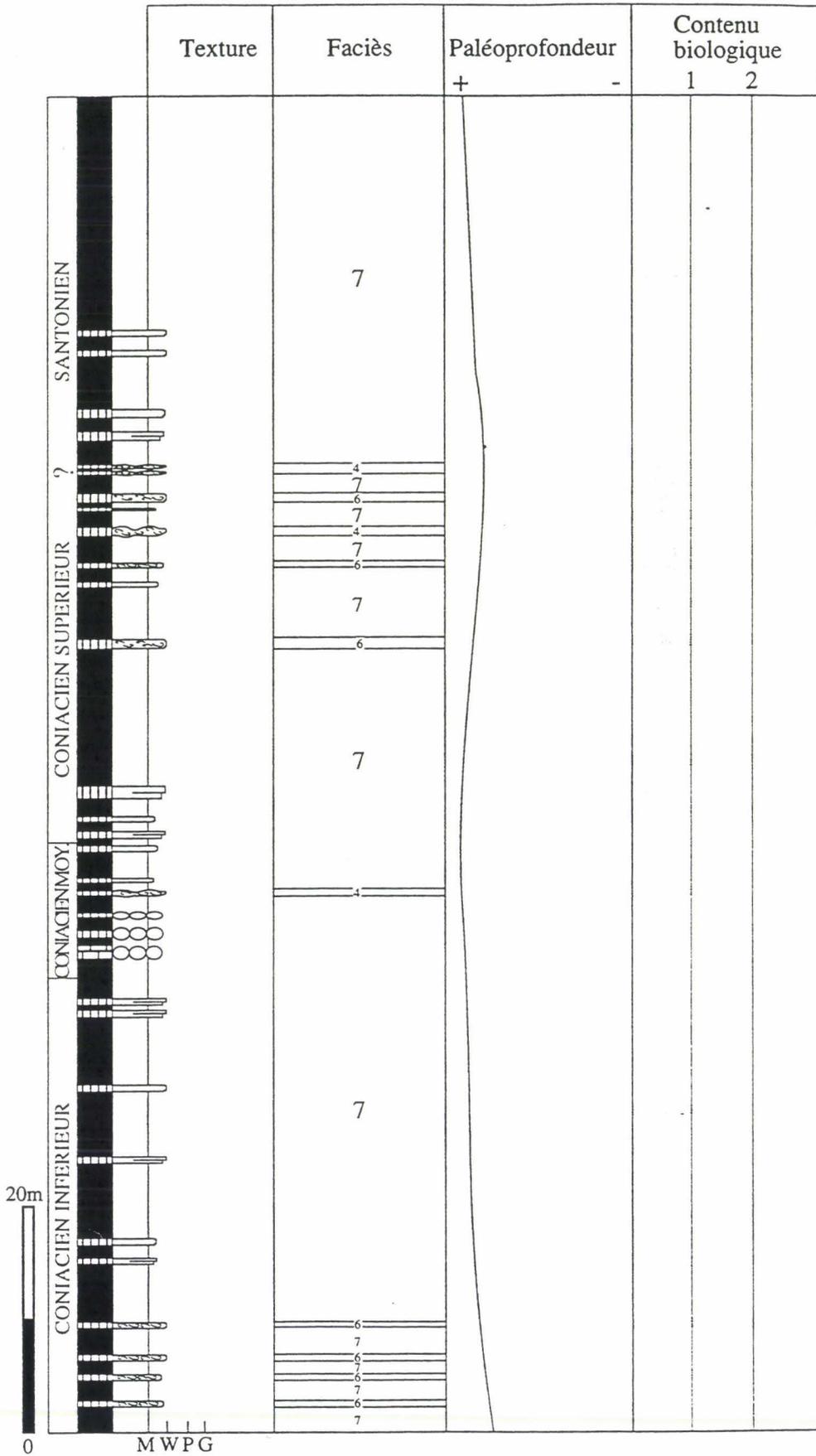


Figure I.29 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe d'Akhfénir.

I-b : Analyse des microfaciès et paléocéanographie

I-b₁ : Contenu biologique

Le contenu biologique des faciès (6) (7) et (8) est comparable. La faune est représentée par des astartes, des inocéramidés et des ammonites. Au Turonien inférieur, ces dernières sont représentées, entre autres, par le genre *Selwynoceras* à caractère boréal et connu jusqu'à présent : en Allemagne du Nord, en Bohême et dans le Western Interior septentrional de l'Amérique du Nord (Wiedmann *et al.*, 1978).

La faune des foraminifères est remarquablement complète et essentiellement la même qu'ailleurs aux mêmes latitudes, en Amérique du Sud ou dans les pays méditerranéens. Certaines espèces de *Globotruncanidae* ont montré une taille exceptionnelle. Des conditions écologiques particulières -milieux riches en éléments nutritifs - ont probablement favorisé un tel gigantisme (Lehmann, 1965). Le taux d'accumulation important des sédiments pendant l'épisode II résulte probablement, d'une forte productivité biologique liée à un régime d'upwellings.

Deux types d'environnement connaissent actuellement des remontées d'eaux profondes riches en éléments nutritifs (Fig. I.31) :

- Les zones équatoriales où se produisent des mouvements de divergences;
- Les marges continentales, où les circulations des vents provenant du continent créent un déséquilibre hydrologique induisant des remontées d'eaux froides, "upwellings".

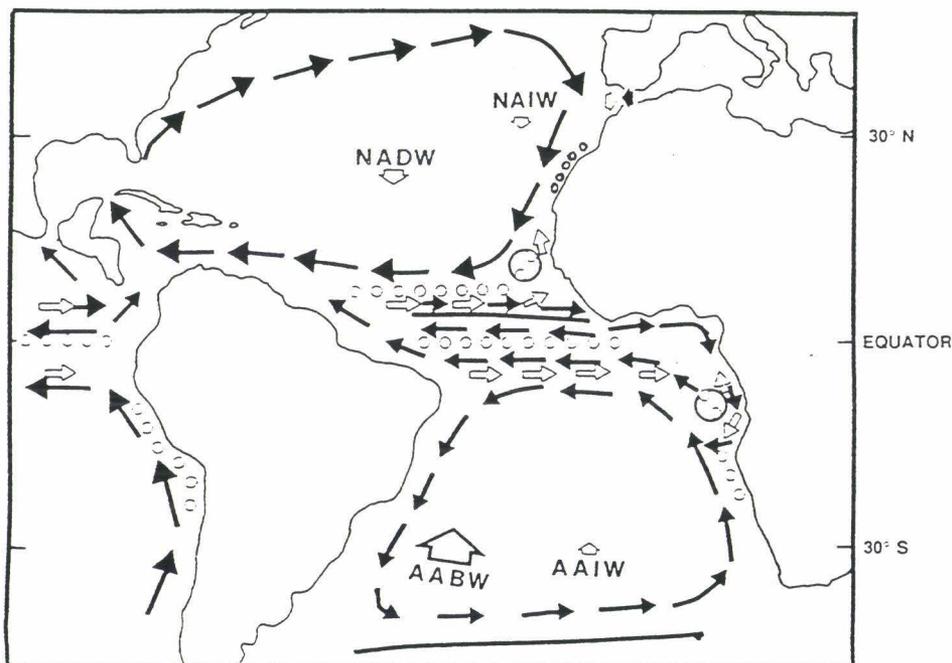


Figure I.31 : Paléogéographie et circulations océaniques en Atlantique (d'après Hay & Brock, 1992; modifiée). AABW= Bottom Water; AAIW=Antarctique Atlantique Intermediat Water; O=zones de mise en place des upwellings.

Dans les océans actuels, la productivité primaire est matérialisée par le spectre florofaunistique suivant : foraminifères, diatomées, radiolaires, coccolithes et dinoflagellés (Planche I.4). Le développement du phytoplancton s'effectue dans la zone photique (Fig. I.32), riche en éléments nutritifs (Einsele, 1992). Les nutriments apportés par lessivage sont aussi favorables aux blooms du phytoplancton. Les organismes à test siliceux, principalement les diatomées (*Chaetoceras*, *Skeletonema*, Planche 4 "photo D et E"), constituent de bons indicateurs d'environnement soumis à des upwellings (Brodie & Kemp, 1994, Sautter & Sancetta, 1992, Schuette & Schrader, 1981). Leur présence à côté d'une faune abondante et variée caractéristique des zones tempérées (ammonites boréales), des inoceramidés, foraminifères planctoniques (hétérohélicidés), radiolaires) (Wiedmann *et al.*, 1978), témoigne d'une activité importante des upwellings sur la marge Nord-Ouest Africaine dès le Cénomanien supérieur (Einsele, 1982 et 1992, Einsele & von Rad, 1979, Kuhnt *et al.*, 1991).

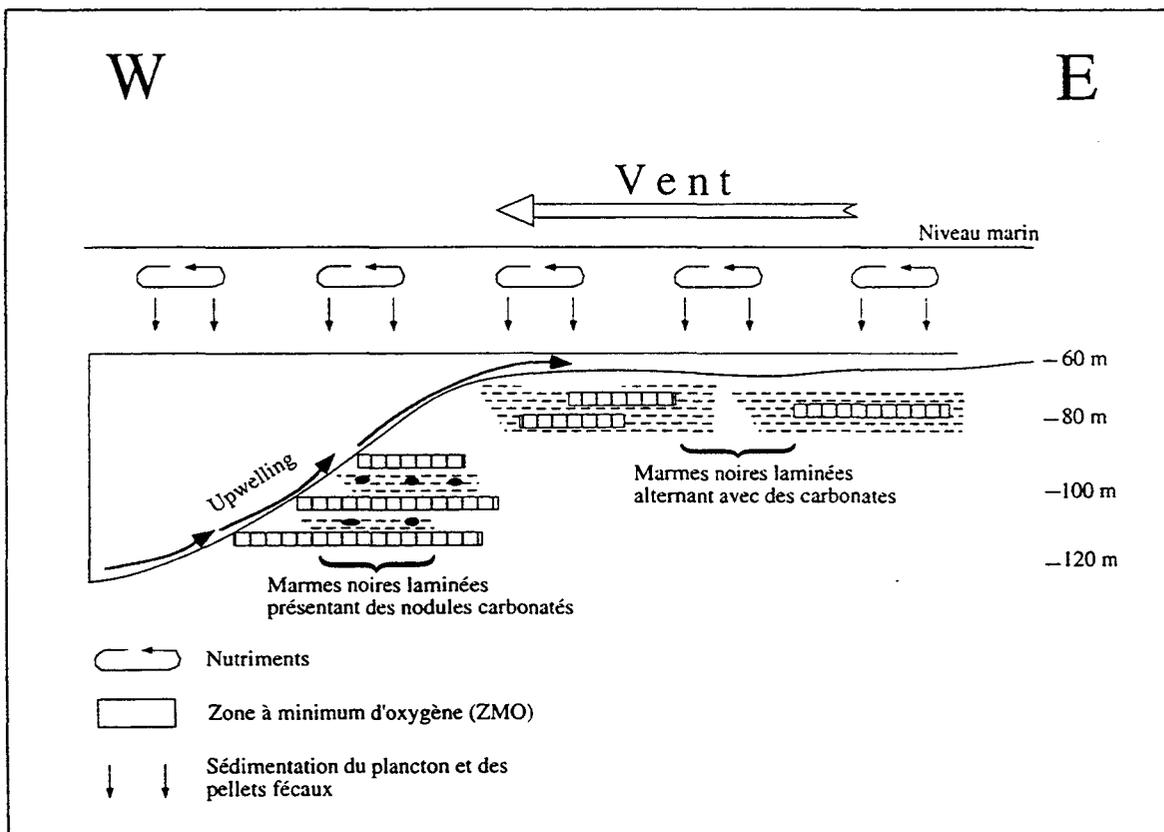


Figure I.32 : Modèle schématique de sédimentation de faciès riches en fraction biogène.

Plusieurs cas comparables sont observés dans le Crétacé supérieur (Formation de la Luna et Villeta) du Venezuela (Macellari & De Vries, 1987), à l'Éocène moyen et au Quaternaire au large du Pérou (Brodie & Kemp, 1994, Dunbar *et al.*, 1990, Garrison & Kastner, 1990) au Miocène de Monterey dans l'Ouest Américain (Pisciotta & Garrison, 1981) et dans le Quaternaire récent de Somalie (Warren *et al.*, 1966).

La paléogéographie des marges de l'Atlantique Nord et le mode de circulation des courants océaniques au Crétacé supérieur (Fig. I.33) étaient très proches de la situation actuelle. Une telle paléogéographie est favorable à la mise en place des upwellings côtiers favorisés par les vents dominants de terre (Einsele & von Rad, 1979, Einsele & Wiedmann, 1982, Kuhnt *et al.*, 1991, Thiede & Jünger, 1992). Ces derniers sont compensés par les forces d'Ekman et de Coriolis qui favorisent la remontée des eaux froides profondes et riches en éléments nutritifs. Par ailleurs, (Koutsoukos *et al.*, 1991) a démontré que les diatomées sont d'une grande fragilité et ont tendance à se dissoudre par rapport aux tests de radiolaires. L'abondance de radiolaires et de diatomées n'est pas seulement en rapport avec une forte productivité primaire dans les eaux de surface bien oxygénées, mais peut aussi traduire une sursaturation de l'eau de mer en silice dissoute.

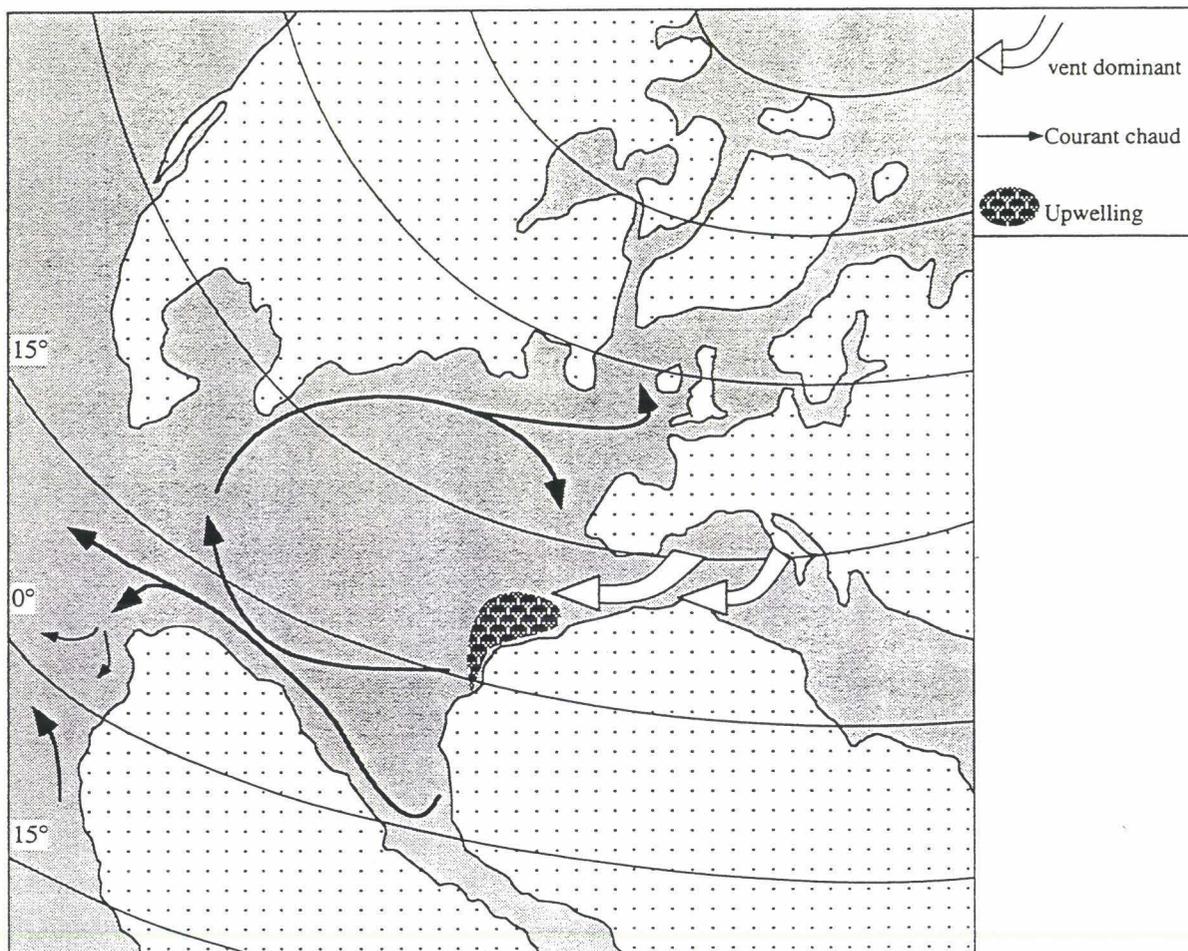


Figure I.33 : Paléogéographie et mode de circulations pendant le Crétacé supérieur sur les marges atlantiques (d'après Einsele, 1992; modifié).

I-b₂: Les Pélloïdes

Les pellets fécaux sont présents dans pratiquement tous les échantillons étudiés. Les péloïdes des faunes benthiques et planctoniques ont été identifiés grâce à leurs formes (Planche 5, Tab. I.1). Il a été démontré que les pellets fécaux de la faune planctonique sont moins résistants que ceux de la faune benthique (Cuomo & Bartholomew, 1991, Schafer, 1972). Ceci permet de supposer la mise en place d'une faune planctonique et benthique importante à l'origine de ces coprolithes (Cuomo & Bartholomew, 1991). La préservation de ces péloïdes dépend de plusieurs facteurs (Honjo & Roman, 1978, Pilskaln & Honjo, 1987, Schrader, 1971) : de la durée du transit à travers la tranche d'eau, du temps de résidence à l'interface eau/sédiments, du taux de compaction et de l'intensité de la diagenèse.

Benthic pellets	Planktonic pellets
Often ovoid in shape	Often cylindrical with tapered ends
Densely packed with or without membrane	Loosely packed generally covered by a membrane which rapidly degrades
Contains a high percentage of clay size particles. May also contain some skeletal debris and organic materials.	Contains a high percentage of biogenic debris and intact tests, pigments, organic materials. May also contain clay particles (up to 25%)

Tableau I. 1 : Description des différences entre les pellets fécaux planctoniques et benthiques (d'après Cuomo et Bartholomew, 1991).

Des pellets fécaux de types *Favreina* ont été identifiés dans certains échantillons d'âge Turonien inférieur à moyen de la coupe de l'Oued El Amra (Planche 5, ph. A, B, C et D). Il s'agit de coprolithes de crabes qui se forment en milieu peu profond ne dépassant pas 50 à 60 m (Strasser, communication personnelle). Ils ont été trouvés en association avec une faune et une flore pélagiques (radiolaires, diatomées, calcisphères) caractéristiques d'un milieu de plate-forme externe "offshore" (Planche 4).

La grande quantité de pellets fécaux omniprésents, indique l'existence d'une plate-forme à faible pente (rampe) où ce matériel a pu s'accumuler. L'ouverture vers le large permet la remontée d'eaux profondes qui favorise une haute productivité. La présence de fins quartz anguleux dans les marnes sombres laminées est un indice de vents de sables importants (Stein, 1991), soufflant du continent vers l'océan, permettant ainsi d'initier ou d'amplifier les upwellings.

I-b₃ : Micritisation et silicification

Dans la plupart des échantillons étudiés, une faible proportion (environ 5%) de grains figurés sont partiellement ou intégralement micritisés, toutefois les éléments restent reconnaissables.

Le processus de micritisation qui affecte généralement les bioclastes est centripète par rapport à la coquille. Ce phénomène est rencontré dans la plupart des cas dans les niveaux de marnes et de calcaires noirs, très finement laminés et riches en matière organique (faciès 8). La micritisation affecte des foraminifères, des lamellibranches et des ammonites.

La silice se présente sous différentes formes : 1) sous forme de bancs compacts, noirâtres, lenticulaires et onduleux. Ceci a été observé dans la plupart des coupes étudiées; 2) sous forme de couronne équatoriale autour des nodules calcaires (voir chapitre nodulisation). 3) sous forme de tâches centripètes secondaires d'opale, à l'intérieur des coquilles d'ammonites, de bivalves ou de foraminifères (Planche 6, ph. 1). La silice provient probablement de la dissolution des tests d'organismes siliceux.

I-5-2-3 : Conclusion (Fig. I.34)

Les principales caractéristiques sédimentologiques de cet épisode sont :

- l'action des courants de tempêtes responsables de la mise en place des bancs bioclastiques ainsi que des bancs à "hummocky cross stratification" avec gouttière d'érosion;

- le contenu biologique varié, abondant et bien préservé en dépit de la compaction et de la lithification des sédiments. Ceci témoigne, vraisemblablement, d'un environnement riche en éléments nutritifs favorisant ainsi cette intense bioproduktivité. De telles conditions sont rencontrées dans des environnements marins où les apports en éléments nutritifs sont assurés par les courants d'upwellings;

- le taux d'accumulation important paraît contrôlé par l'importante productivité liée aux upwellings;

- les processus diagénétiques associés matérialisés surtout par des phénomènes de nodulisation et de silicification (cf chapitre III).

Age	Episode de sédimentation	Lithofaciès	Lithologie	Faune	Benthos	Environnement	Profondeur d'eau + -
Campanien	E P I S O D E II		⑧ marnes calcaires noires finement laminées	foraminifères -planctoniques -benthiques radiolaires diatomées	présent	plateforme externe milieu calme	
Tur. moy. - Sant.			④ banc calcarénitique avec des laminations entrecroisées ⑥ calcaire bioclastique	lamellibranches gastéropodes foraminifères -benthiques -planctoniques radiolaires diatomées calcisphères	abondant	plateforme externe milieu ouvert	
Cén. sup. - Tur. inf.			④ banc calcarénitique avec des laminations entrecroisées ⑥ calcaires bioclastiques ⑧ marnes noires très finement laminées	necton - poissons - ammonites plancton foraminifères. radiolaires diatomées calcisphères ostracodes	présent	plateforme externe milieu calme mais agité épisodiquement	
Alb. sup. - Cén inf. à moy.		E P I S O D E I		① calcaires bioclastiques ② calcaire bioclastique à coquilles classées ③ faciès grésilo-silteux parfois très bioturbés ⑤ marnes plastiques silteuses verdâtres	lamellibranches gastéropodes ammonites	très abondant	

Figure I.34 : Épisodes de sédimentation et lithofaciès associés dans le Bassin de Tarfaya au Crétacé supérieur.

I-6 : CONCLUSION

Les faciès du Crétacé inférieur rencontrés dans le Bassin de Tarfaya sont dominés surtout par des sédiments silicoclastiques déposés en milieu proximal (fluviatiles, lagunaires, deltaïques).

A partir de l'Albien supérieur la tendance commence à s'inverser. Deux épisodes de sédimentation sont distingués :

- de l'Albien supérieur au Cénomaniens moyen, les faciès indiquent un milieu de sédimentation relativement peu profond, dominé par les apports silicoclastiques et par le développement de sédiments bioclastiques grossiers.

- du Cénomaniens Supérieur/Turonien au Campanien, les apports détritiques diminuent fortement. La mise en place d'un système d'upwelling induit un développement biologique important favorable à l'accumulation de faciès riches en matière organique (Planche 6) occasionnellement interrompus par des faciès de tempêtes (Planche 7). L'évolution paléoenvironnementale, particulière, de ce bassin par rapport aux autres bassins marocains est due vraisemblablement à la conjonction de plusieurs facteurs tels que :

- le positionnement paléogéographique conditionnant les différentes circulations atmosphériques et paléocéanographiques (tempestites, upwellings);

- les fluctuations du niveau marin et en particulier l'élévation importante d'origine eustatique de la fin du Cénomaniens qui contrôlent en partie le flux sédimentaire déritique.

**CHAPITRE II - MÉTHODES
D'ÉTUDES**

CHAPITRE II - MÉTHODES D'ÉTUDES

II-1 : ANALYSES DES FACIÈS ET MICROFACIÈS

La Cathodoluminescence (CL) est la lumière émise par un échantillon de roche lorsqu'il est excité par un faisceau électronique (Fig. II.1). Les électrons sont accélérés sous une tension de 5 à 30 kV (kilovolts). Pour un activateur donné (qui est un cation), la radiation de luminescence est caractéristique du minéral excité. L'activateur commun est le manganèse, le fer est un inhibiteur. Cette méthode est exploitée pour l'étude de la diagenèse (différenciation des phases de cimentation, dolomitisation,...).

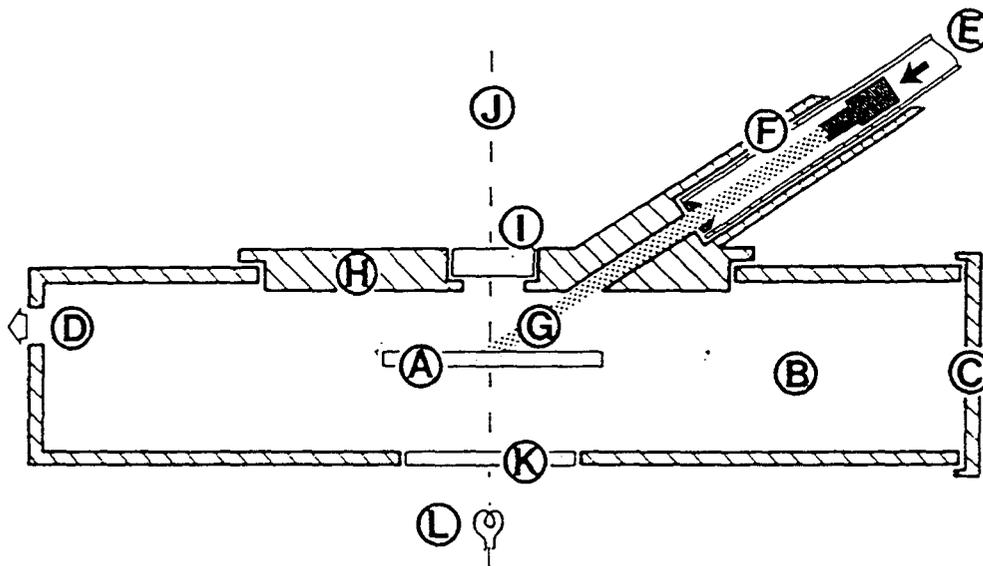


Figure II.1 :

Schéma de l'appareil de cathodoluminescence Technosyn 3200 Mk II. A : lame mince. B : chambre à échantillon. C : porte. D : vers la pompe à vide. E : alimentation haute tension. F : canon électronique à cathode froide. G : faisceau électronique. H : couvercle de la chambre à échantillon. I : fenêtre d'observation. J : axe optique du microscope pétrographique. K : fenêtre d'éclairage en lumière transmise. L : lampe à incandescence du microscope pétrographique.

II-2 : MINÉRALOGIE

II-2-1 : Diffraction des rayons X (RX)

II-2-1-1 : Principe et appareillage

Le diffractomètre utilisé (Philips PW 1730) est équipé d'une anticathode en cuivre, la tension appliquée est de 40kV pour une intensité de 25mA (Fig. II.2). Le principe est celui de la diffraction d'un faisceau de rayon X incidents par un réseau de plans cristallins selon la loi de Bragg :

$$2d \sin \theta = k\lambda$$

k : constante

λ : longueur d'onde des rayons X incidents

d : espace interréticulaire du réseau de plans cristallins

θ : angle d'incidence du faisceau sur les plans cristallins

La variation de θ , par rotation de l'échantillon autour d'un axe perpendiculaire au faisceau incident, permet de caractériser toutes les distances interréticulaires des minéraux présents dans l'échantillon (Tableau II.1).

Les différentes étapes d'analyse et d'interprétation des diffractogrammes sont détaillées par Holtzapfel, (1985) et Moore & Reynolds, (1989).

Le pourcentage des feuillets de smectites dans un interstratifié illite/smectite (I/S) est estimé par la mesure du "Saddle index" (Inoue *et al.*, 1989).

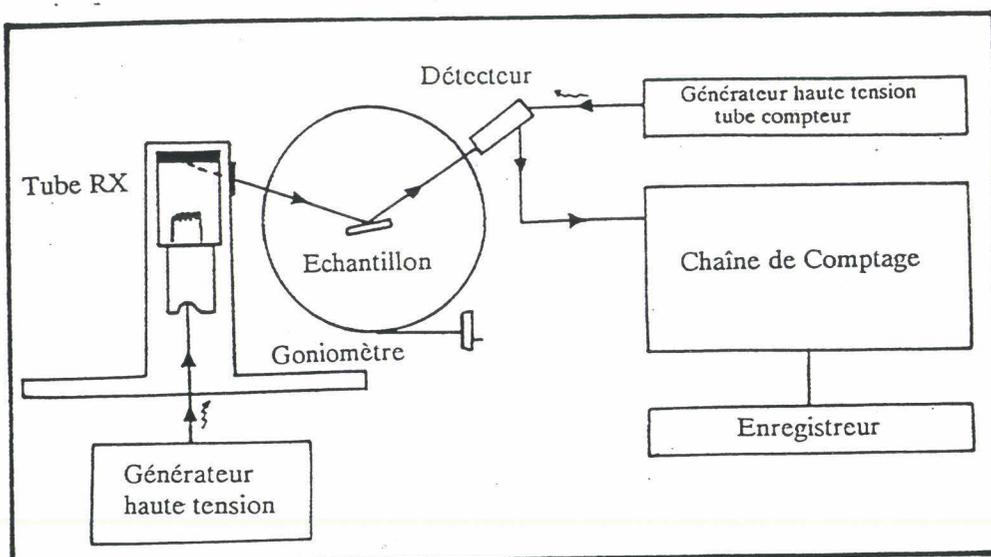


Figure II.2 : Schéma de principe du diffractomètre.

Les mesures sont faites sous une tension de 40 kv et une intensité de 25 mA.

	PARAMETRES	REGLAGES EN ROUTINE	
		PATES ORIENTEES	POUDRES DESORIENTEES
SOURCE	ANTICATHODE	au cuivre : raie $K\alpha_1$ $\lambda = 1,54$	
	INTENSITE	25 mA	
	TENSION	40 kv	
	PUISSANCE (mA x kV)	1000 W	
GONIOMETRE	DISTANCE SOURCE-ECHANTILLON ET ECHANTILLON_FENTE DE DIVERGENCE	173 mm	
	OUVERTURE	FENTE FD1	1°
		FENTE F	0,1°
		FENTE FD2	1°
	VITESSE DE ROTATION	1° 20/mn	1 ou 2° 20/mn
DISTANCE ANGULAIRE D'ANALYSE	de 2,49 à 28,51° 20 (essais naturels) de 2,49 à 14,51° 20 (après traitements)	de 2,49 à 60° 20	
SYSTEME D'ANALYSE	COMPTEUR	proportionnel	
	DIMENSION FENETRE	7 x 18 mm	
	GAIN	x 16	
	TENSION DETECTEUR	2 x 905 V	
ENREGISTREMENT	VITESSE DEFILEMENT	1000 cps / sec.	400 ou 1000 cps/sec.
		2 sec.	2 sec.
		1 cm / mn	1 à 2 cm / mn

Tableau II.1 : Paramètres d'analyse diffractométrique (Holtzapffel, 1985).

II-2-1-2 : Techniques de préparation des échantillons

II-a : Préparation des pâtes orientées pour analyse de la fraction argileuse

La diffraction des rayons X se fait sur pâtes orientées.

Sept opérations successives sont nécessaires à la confection de préparations orientées :

- broyage pour les roches indurées ;
- délitage avec de l'eau distillée ;
- décarbonatation à l'aide d'acide chlorhydrique (N/5) suivie de plusieurs centrifugations destinées à éliminer l'excès d'acide et défloculer les minéraux argileux;
- microhomogénéisation à l'aide d'un mixeur;
- prélèvement des argiles après décantation;
- préparation des pâtes orientées après centrifugation de la suspension prélevée;
- Trois diffractogrammes sont réalisés : le premier après séchage à l'air, le second après saturation par l'éthylène-glycol et le troisième après chauffage à 490°C pendant 2 heures.

II-b : Préparation des poudres pour analyse de la roche totale

Après séchage, broyage et homogénéisation, la poudre de roche est déposée dans le logement d'un porte échantillon en aluminium. L'échantillon est alors passé aux RX suivant un balayage angulaire large (2,5 à $60,1^\circ 2\theta$).

L'interprétation des diagrammes obtenus s'effectue au moyen de tableaux et de clefs de détermination tels que les fichiers A.S.T.M. (American Society for Testing and Materials) et les données de Brown & Brindley, (1980).

II-c : Traitements chimiques des échantillons

Les fortes proportions de matière organique gênent la diffraction des RX sur les minéraux argileux et entraînent une mauvaise qualité des diffractogrammes. Des traitements chimiques sont nécessaires pour détruire la matière organique et obtenir des diffractogrammes de meilleure qualité.

Deux types de traitements sont utilisés :

- traitement à l'eau oxygénée et à chaud (70°C) : il consiste à ajouter de l'eau oxygénée au fur et à mesure que le chauffage des échantillons en suspension s'effectue sur un bac à sable. Le virement de la couleur de la suspension (du noir au beige ou au vert) signifie que la matière organique a été détruite. Après ce traitement, la qualité des diffractogrammes est légèrement améliorée par rapport à l'état initial.

- traitement à l'hypochlorite de sodium à chaud (80°C) : le principe est identique au traitement précédent, mais il faut ajouter le produit jusqu'à ce que la suspension change de couleur et que le pH devienne basique.

Les deux traitements ont été réalisés sur les mêmes échantillons pour tester l'efficacité des deux méthodes. Les résultats montrent que le traitement à l'hypochlorite de sodium est plus efficace que celui à l'eau l'oxygénée pour détruire la matière organique car la qualité des diffractogrammes est nettement améliorée par rapport à l'état initial (Fig. II.3).

Après chaque traitement une défloculation rapide est nécessaire pour éliminer l'excès du produit qui pourrait rester dans la solution. Le seul inconvénient de cette technique est que la défloculation des échantillons est très lente après chaque traitement.

N : naturel
 G : traitement à l'éthylène-glycol
 Ch : chauffage à 490°C
 d : distance interréticulaire

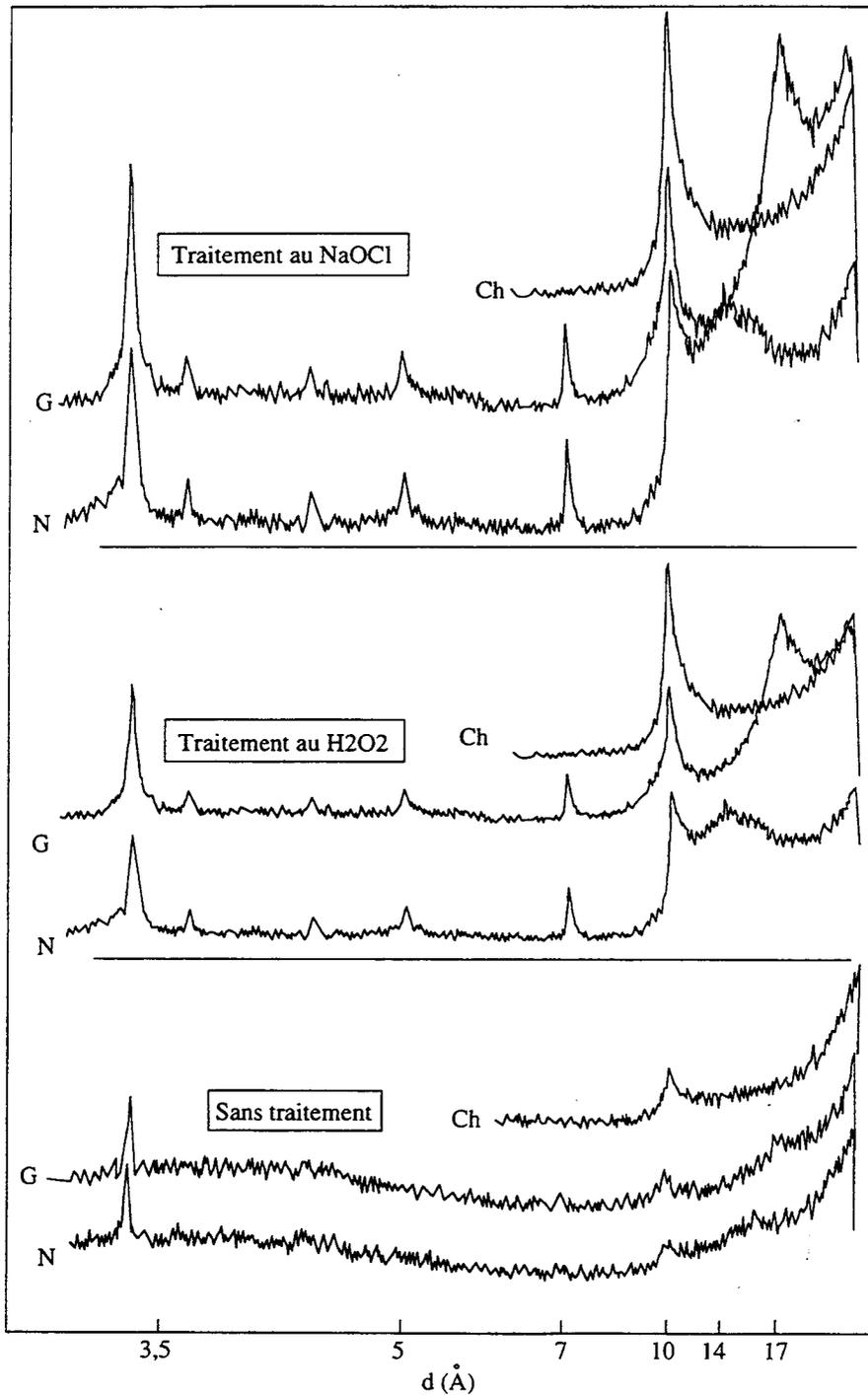


Figure II.3 : Diffractogrammes représentatifs des différents traitements subis par le même échantillon afin de détruire la matière organique.

II-2-1-3 : Analyse thermique différentielle

II-a : Principe

L'analyse thermique différentielle (ATD) permet de suivre les réactions ou les changements d'état d'un échantillon soumis à une élévation régulière de température. Ces réactions sont marquées par des absorptions ou des libérations d'énergie mesurées à l'aide de thermocouples par référence à un témoin inerte (alumine ou kaolin calciné en général).

Les variations d'énergie sont liées à cinq causes principales :

- formation de phases de transition (par déshydratation ou déshydroxylation par exemple dans le cas des argiles.
- décomposition
- recristallisation
- réactions à l'état solide (changement de l'état cristallin du quartz par exemple)
- réaction avec des gaz actifs (formés par décomposition de l'échantillon ou introduit volontairement dans le four).

Les courbes obtenues dépendent de la structure cristalline et de la composition chimique des matériaux (Caillère & Henin, 1948).

II-b : Appareillage

L'appareil utilisé est un analyseur thermique simultané SETARAM TAG 24. Il est équipé d'un système de saisie et de traitement de données qui permet de corriger les dérivées des signaux ATD (dûes à la variation de la conductivité thermique avec l'élévation de la température). Le calcul automatique des dérivées des courbes ATD permet de déterminer avec précision les températures de début et de fin de réaction. La gamme de température utilisée est de 0 à 1200°C, sous atmosphère d'argon avec une vitesse de montée en température de 10°C/mn.

II-c : Préparation des échantillons

La fraction < 2 µm est prélevée de la même façon que pour les pâtes orientées. Cette opération est effectuée 3 à 4 fois de suite pour récupérer suffisamment de matériel. Les échantillons en solution sont placés ensuite à des températures modérées (40 à 50°C) afin d'éliminer l'eau par évaporation sans provoquer la déshydratation des argiles. Le produit obtenu est alors broyé et pesé.

II-d : Utilisation des résultats

Au cours du chauffage les argiles, subissent trois réactions principales :

- une première réaction endothermique vers 100 à 200°C liée au départ d'eau adsorbée et interfoliaire.

- un deuxième effet endothermique se produit entre 450 et 700°C et correspond à la déshydroxylation (OH liés aux octaèdres).

Ces deux réactions s'accompagnent d'une perte de masse importante.

- un effet exothermique précédé ou non par un effet endothermique qui correspond à la recristallisation des matériaux. Cette réaction se situe entre 800 et 1000°C et ne s'accompagne pas de perte de masse.

Cette technique a principalement été appliquée aux fractions argileuses très riches en smectites.

De nombreux travaux effectués sur les smectites permettent de définir 10 espèces bien typées appartenant à trois groupes (Fig. II.4; Trauth, 1977)

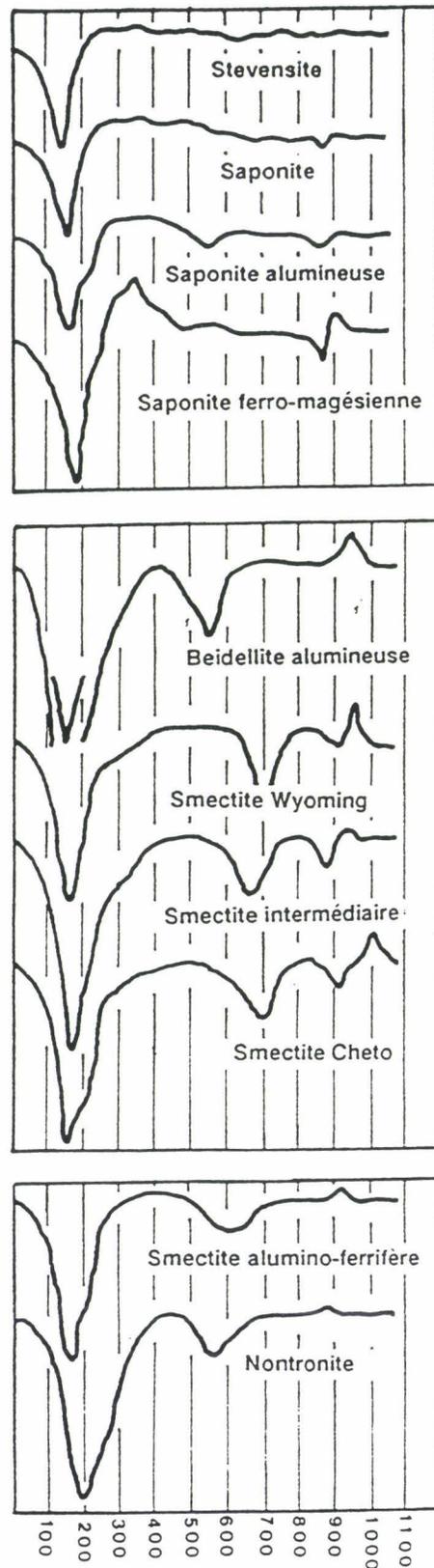


Figure II.4 : Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites (d'après Chantret *et al.*, 1971).

II-3 : TECHNIQUES GÉOCHIMIQUES

II-3-1 : Géochimie de la matière organique (MO)

II-3-1-1 : Généralités

Après broyage des échantillons, la matière organique a été étudiée par pyrolyse Rock-Eval (Fig. II.5). Les analyses ont été réalisées par J.R. Disnar au laboratoire de géochimie organique à l'Université d'Orléans.

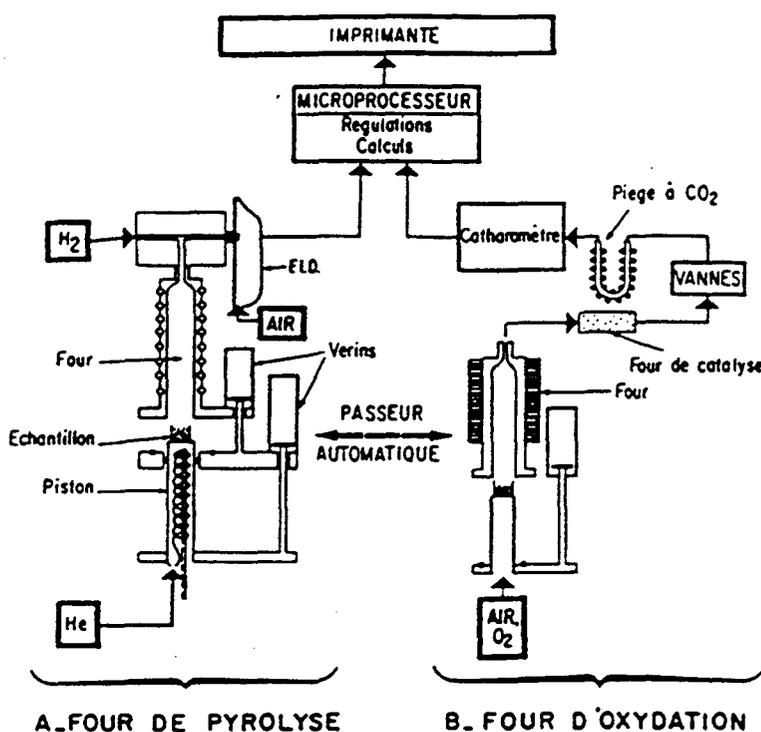


Figure II.5 : Schéma de principe de Rock-Eval III "Oil Show Analyser".

Cette technique conçue pour répondre aux besoins de l'exploration pétrolière, fournit d'une façon rapide, différente information sur le contenu organique des roches, le potentiel pétrolier ainsi que la nature du kérogène et son état de maturation.

L'analyse de la MO a été réalisée par pyrolyse Rock-Eval de type "Oil Show Analyzer" (OSA) qui permet de déterminer les teneurs et les types de MO. Cette technique décrite par Espitalié *et al.*, (1985) consiste à chauffer en programmation de température (25°C/minute jusqu'à 600°C) et sous atmosphère inerte, 100 mg d'un échantillon broyé au préalable.

On distingue deux phases : la phase de pyrolyse et la phase d'oxydation (Fig. II.6).

Au début de la phase de pyrolyse la température du four s'élève de 300°C à 450°C (préchauffage), afin de déterminer l'oxygène introduit pendant l'ouverture du four et de purger les circuits. Aussitôt après l'échantillon est introduit dans le four à une température de 300°C permettant la vaporisation des hydrocarbures libres (S_1). Le four est ensuite amené à 600°C selon une programmation de température de 25°C/min. C'est la phase de craquage des composés hydrocarbonés lourds ($>C_{40}$), résine, asphaltène et, surtout, du kérogène (pic S_2).

Au cours de la phase d'oxydation, la MO résiduelle (de la roche pyrolysée) est brûlée à 600°C pendant 7 min. Ces conditions (durée et température) sont optimales pour déterminer les teneurs en Carbone Organique Total (COT) d'une roche.

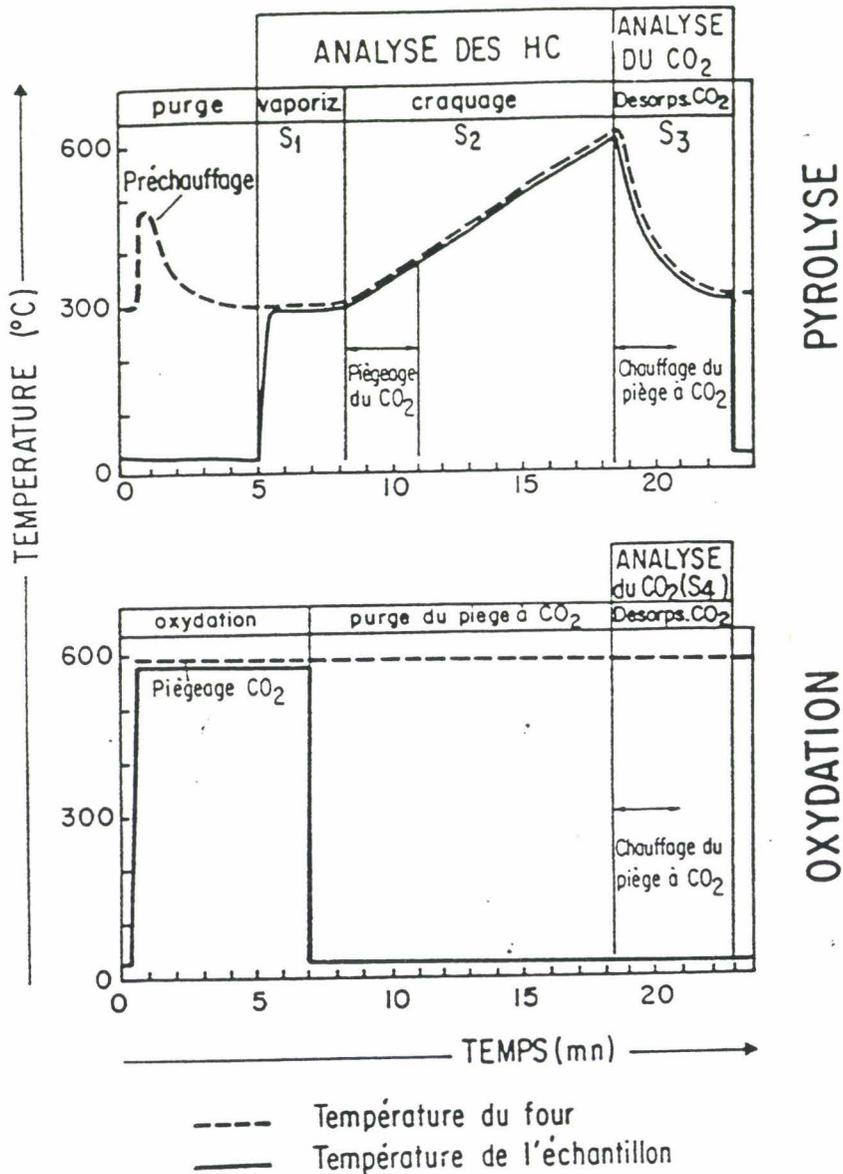


Figure II.6 : Principe du cycle d'analyse du Rock-Eval (d'après Espitalié *et al.* 1985).

II-3-1-2 : Les paramètres obtenus

Les paramètres obtenus par la pyrolyse d'un échantillon de roche sont : (tableau II.2)

- la quantité d'hydrocarbures (HC) libres (gaz ou huile) qui se sont volatilisés à 300°C pendant 3 minutes, correspondant au pic S₁ de l'enregistrement (exprimé en mg / g de roche)

- la quantité de composés hydrocarbonés provenant du craquage du kérogène et des composés extractibles lourds comme les résines et les asphaltènes correspondant au pic S₂ de l'enregistrement (exprimée en mg d'HC / g de roche);

- la température en degrés Celsius, atteinte au sommet du pic S₂ est dite (T max) et correspond à l'état d'évolution de la MO.

A partir de ces paramètres, le microprocesseur calcule :

- la teneur en carbone organique total (COT en % pondéral) de l'échantillon, comme étant la somme du carbone organique résiduel et du carbone pyrolysé. Ce dernier est évalué à partir des quantités d'HC contenus dans S₁ et S₂ car il représente 83% des composés hydrocarbonés constituant ces deux pics;

- l'Indice d'Hydrogène (IH) comme étant la valeur de S₂ / COT exprimé en mg d'HC / g de COT;

- l'Indice de Production (IP) comme étant le rapport S₁ / S₁+S₂, c'est à dire la proportion d'HC libres par rapport à la totalité des composés hydrocarbonés (Espitalié *et al.*, 1985).

Applications Paramètres	Quantités d'huile et de gaz et potentiel pétrolier	Détermination du COT	Types de matière organique	Indices d'huile et de gaz	Degré d'évolution
Gaz (→ S ₀ **)	Quantité de gaz (mg HC/g roche)	Carbone organique pyrolysé ↓ COT ↑		Index de Production du Gaz IPG = S ₀ /(S ₀ + S ₁ + S ₂)	Index de production
Huile (→ S ₁ **)	Quantité d'huile (mg HC/g roche)			Index de Production de l'Huile IPH = S ₁ /(S ₀ + S ₁ + S ₂)	
Gaz + Huile (→ S ₁ *)	Quantité huile + gaz (mg HC/g roche)			Index de Production de l'Huile + Gaz IPT = S ₀ + S ₁ /(S ₀ + S ₁ + S ₂) ou IP = S ₁ /(S ₁ + S ₂)	
Composés hydrocarbonés issus du craquage du kérogène (→ S ₂)	Potentiel pétrolier résiduel (mg HC/g roche)		Index d'Hydrogène (mg HC/g COT)		
CO ₂ issu du craquage du kérogène (→ S ₃ *)			Index d'Oxygène (mg CO ₂ /g COT)		
CO ₂ issu de l'oxydation du carbone organique résiduel (→ S ₄)		Carbone organique résiduel			
Température du sommet du pic S ₂ (→ T _{max})			T _{max} (°C)		T _{max} (°C)

* Paramètres spécifiques du Rock-Eval II; ** Paramètres spécifiques du Rock-Eval III (OSA).

Tableau II.2 : Paramètres obtenus à l'aide du Rock-Eval III "Oil Show Analyser" et leur principales applications à l'exploration pétrolière (d'après Espitalié *et al.*, 1985).

II-3-2 : Géochimie minérale

II-3-2-1 : Calcimétrie

La détermination des teneurs en CaCO_3 a été réalisée pour tous les échantillons prélevés en utilisant un calcimètre de Bernard. Le pourcentage de CaCO_3 se calcule à partir de la formule suivante.

$$\% \text{CaCO}_3 = V / M \times Q$$

où V = différence de volume avant et après réaction

M = masse de l'échantillon

Q = Coefficient dépendant de la pression atmosphérique et de la température ambiante lors de la manipulation.

II-3-2-2 : Géochimie de la roche totale : (fluorescence X et Spectrométrie de masse)

Ces analyses ont été réalisées par J. Thurow au laboratoire de géochimie de l'Université de Bochum (Ruhr Universität Allemagne).

II-a : Fluorescence X

II-a₁ : Principe et instrumentation

L'échantillon à analyser est irradié par un faisceau de rayons X primaires. L'analyse des rayons X secondaires caractéristiques émis par l'échantillon renseigne sur sa composition. Les rayonnements X caractéristiques d'un atome étant en première approximation indépendants de son état chimique, cette méthode fournit des spectres particulièrement simple qui renseignent sur la composition élémentaire. La fluorescence X est généralement une technique d'analyse globale portant sur une surface de plusieurs cm^2 . Des techniques de microanalyse se développent grâce à la mise au point de sources de rayons X à faisceau fin et à grande intensité.

La figure II.7 représente le schéma de principe de l'appareillage qui comprend deux éléments essentiels : le système de production du rayonnement primaire excitateur et le système de détection et d'analyse.

II-a₂ : Analyse qualitative

A l'aide du spectre caractéristique $I(\lambda)$ émis par l'échantillon, on peut identifier les éléments qu'il contient.

II-a₃ : Analyse quantitative

Soit à analyser un élément A par un de ses rayonnements caractéristiques de fluorescence X. Considérons l'exemple du rayonnement $K\alpha$ le plus utilisé lorsque c'est possible. Les grandeurs concernant cet élément dans l'échantillon sont notés : concentration (fraction de masse) c ; coefficient d'absorption μ etc.

Les grandeurs concernant le même élément dans le témoin sont notées : concentration $c(T)$; coefficient d'absorption $\mu(T)$ etc.

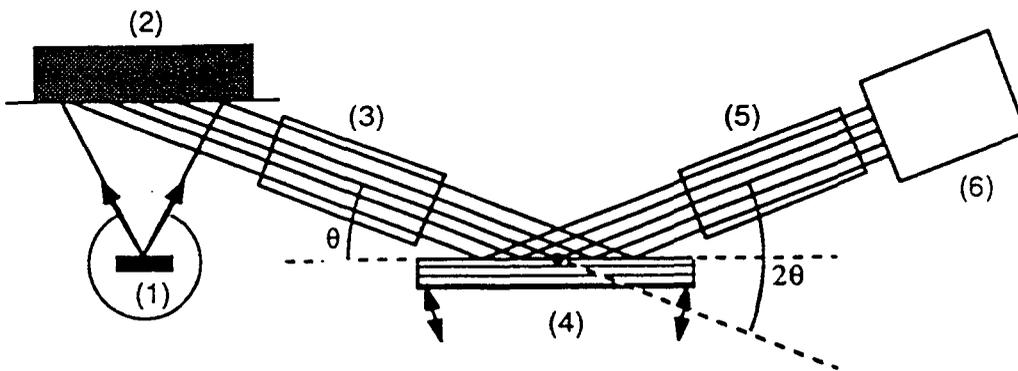


Figure II. 7: Principe d'un analyseur à fluorescence X. Spectromètre à dispersion angulaire de longueur d'onde à cristal analyseur plan.

(1) Tube à rayons X. (2) Echantillon avec une face inférieure plane. (3) Collimateur d'entrée fixe à fentes de Soller. (4) Cristal analyseur orientable, réglé à l'angle de Bragg θ pour sélectionner la longueur d'onde à analyser. (5) Collimateur de sortie à fentes de Soller orienté avec le détecteur (6) à un angle 2θ par rapport au faisceau incident pour recevoir le rayonnement sélectionné.

II-b : Spectrométrie de masse

Les analyses ont été réalisées sur la fraction carbonatée de la roche totale.

II-b₁ : Isotope de l'oxygène :

Il existe, dans les milieux naturels, trois isotopes stables de l'oxygène : ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O dont les abondances respectives sont données ci-dessous.

$$^{16}\text{O} = 99,763\%$$

$$^{17}\text{O} = 0,0375\%$$

$$^{18}\text{O} = 0,1905\%$$

$$(^{16}\text{O}/^{18}\text{O})_{\text{éch}} - (^{16}\text{O}/^{18}\text{O})_{\text{standard}}$$

La composition isotopique d'un composé est mesurée par comparaison à celle d'un étalon de référence (standard) et s'exprime en partie pour mille (‰). On la représente classiquement par le symbole δ défini de la façon suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{éch}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}} \times 1000$$

A l'origine le standard international, utilisé pour les carbonates, était le P.D.B. provenant d'un rostre de *Belemnitella americana* de la Pee Dee Formation du Crétacé de la Caroline du Sud (USA). L'épuisement de ce standard a nécessité l'utilisation de nouveaux étalons locaux (par exemple, le M.I.L.L.S. 85 issu d'un marbre de Carrare) dont le rapport au P.D.B. 1 est connu. Les mesures du rapport isotopique de l'oxygène et du carbone, ont été effectuées conjointement sur un spectromètre de masse. Les détails de la préparation des échantillons ainsi que les techniques de dosages sont décrites par Fontes *et al.*, (1965) et Letolle *et al.*, (1965).

Le rapport isotopique de l'oxygène présente une thermodépendance. C'est un géothermomètre potentiel par l'intermédiaire de la relation :

$$T^{\circ}\text{C} = 16,9 - 4 (\delta_{\text{carb}} - \delta_{\text{eau}}), \text{ Shackleton \& Kennett, (1975)}$$

δ_{carb} représente la composition isotopique des carbonates

δ_{eau} celle de l'eau de mer

La variabilité du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dépend de deux paramètres :

- La température à laquelle l'organisme a fabriqué sa coquille,
- le rapport isotopique de l'eau dans laquelle cet organisme vivait.

Deux facteurs principaux ont pu faire varier au cours des temps le rapport isotopiques de l'eau de mer :

- les variations de la salinité par modification du bilan évaporation/précipitation et mélange d'eau de mer et d'eau météorique.
- l'effet glaciaire : la formation des calottes glaciaires correspond au stockage d'une quantité importante d'eau à composition isotopique "allégée" d'où une augmentation du δW de l'océan par effet de bilan.

II-b₂ : Le carbone :

Les deux isotopes classiquement utilisés en sédimentologie sont le ^{12}C et le ^{13}C dont les abondances relatives, dans la nature, sont respectivement de 98,89% et 1,11%. La composition isotopique d'un composé est exprimée de la façon suivante :

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{ech.}} - \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{std.}} \right) / \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{std.}} \right) \times 1000$$

Le rapport isotopique du carbone dissous de l'océan est le résultat des échanges qui peuvent intervenir entre trois réservoirs de taille et de rapport différents :

- l'atmosphère ($0,00054 \times 10^{20}$ moles de carbone) où le $\delta^{13}\text{C}$ est proche de -7‰ .
- les sédiments carbonatés ($50,8 \times 10^{20}$ moles de carbone) avec un $\delta^{13}\text{C}$ oscillant autour de $+2\text{‰}$.
- la matière organique ($10,4 \times 10^{20}$ moles de carbonates) ce réservoir est très appauvri en $\delta^{13}\text{C}$ et présente un $\delta^{13}\text{C}$ de l'ordre de -23‰ à -25‰ .

Les variations du $\delta^{13}\text{C}$ de l'océan (enregistrées par les carbonates pélagiques) sont fonction du rapport carbone organique / carbone des carbonates. Ainsi les variations de la productivité primaire, de l'oxygénation du milieu et donc de la préservation de la MO auront une influence directe sur le $\delta^{13}\text{C}$ final de l'océan.

II-4 : MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE

II-4-1 : En transmission

La préparation des échantillons s'effectue selon la technique décrite par Trauth, (1977). La fraction $< 2 \mu\text{m}$, défloculée, mise en suspension est dispersée à l'aide de buthylamine synthèse (1/500), jusqu'à ce que le liquide devienne légèrement trouble. Cette solution est déposée sur une grille, recouverte au préalable d'un film de collodion, sous forme de petites gouttelettes. Le tout est séché à 25 à 30°C à l'abri des poussières.

La microscopie électronique à transmission (JEOL 100 CX Université de Lille) est utilisée ici afin de révéler les relations entre la MO et les particules argileuses.

II-4-2 : En réflexion (balayage, MEB)

L'appareil utilisé est un Cambridge stereoscan 240. Les fragments de roche brute sont fixés sur un porte échantillon métallisé à l'Or-Palladium, avant d'être soumis au faisceau d'électron.

**CHAPITRE III : ETUDE DE LA
NODULISATION**

CHAPITRE III : ETUDE DE LA NODULISATION

III-1 : ANALYSE MACRO. ET MICROSCOPIQUE

III-1-1 : Introduction

La présence de nodules dans les marnes riches en matière organique des bassins créacés de la façade océanique du Maroc est très fréquente. Les concentrations les plus importantes et les nodules les plus volumineux se rencontrent dans les sédiments par ailleurs riches en ammonites et microfaunes du Cénomanién terminal au Turonien inférieur.

Les travaux récents (Einsele & Wiedmann, 1982; Herbin *et al.*, 1986; Terrab, 1994) ont démontré les liens entre l'encaissant riche en matière organique et les remontées d'eaux profondes riches en nutriments, ainsi que le rôle des bactéries dans la genèse de ces nodules (dégradation de la MO, calcification et durcissement précoce à certains emplacements).

Le travail présenté ici s'attache à préciser :

- * la place des nodules dans la succession lithologique étudiée et leurs principaux caractères morphologiques, et faciologiques.

- * l'âge des niveaux où ils sont concentrés;

- * les caractères géochimiques (carbonates, argiles, éléments majeurs et traces, isotopes stables $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$) à l'échelle de la coupe et à l'échelle du nodule;

- * l'interprétation génétique qui tient compte des contraintes sédimentologiques et diagénétiques afin de reconstituer les différentes étapes de la formation de ces nodules;

Notre attention s'est focalisée sur ces horizons particuliers dont l'étude est abordée à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon;

- * comparer les nodules de Tarfaya avec ceux d'autres sites afin de pouvoir cerner la problématique à l'échelle régionale;

III-1-2 : Place, âge et description des nodules dans les coupes choisies

III-1-2-1 : Introduction

Les formations du Crétacé supérieur du bassin de Tarfaya contiennent fréquemment des nodules carbonatés de forme et de taille variées, particulièrement bien exposés sur les coupes de l'Oued Amma Fatma (AF) (Fig. III.1) et d'Akhfènir (AK) sur lesquelles nous avons porté notre attention. Les nodules affleurent également sur les rives des Oueds El Ouâar et El Amra. Les données biostratigraphiques des deux coupes choisies (Amma Fatma et Akhfènir) sont présentées dans le chapitre I.

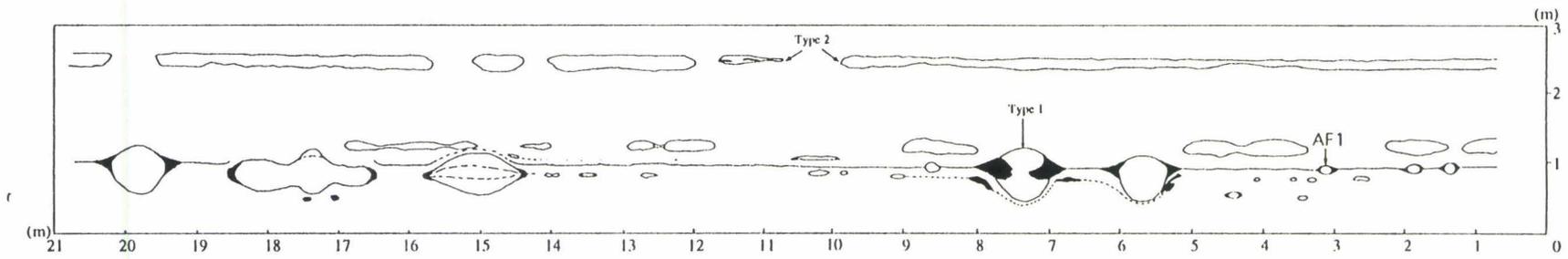


Figure III.1 : Aspect d'un affleurement à l'embouchure de l'Oued Amma Fatma, rive gauche (AF1=échantillon).

La présence de nodules, alignés ou non, a souvent été rapportée dans des séries marneuses ou dans des interlits marneux. Les causes de ces cimentations ponctuelles ne sont pas totalement éclaircies. Les nodules du bassin de Tarfaya renferment le plus souvent des fossiles abondants et variés que ce soient des ammonites, des gastéropodes, des lamellibranches ou des débris de poissons.

III-1-2-2 : Étude à l'échelle de la coupe

III-a : Coupe de l'Oued Amma Fatma

La succession lithologique est composée essentiellement de marnes noires laminées dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires bioclastiques présentant parfois des stratifications obliques. Les marnes noires qui forment l'encaissant montrent des fines lamines sub-parallèles, occasionnellement estompées par des bioturbations. Les niveaux bioclastiques présentent souvent une base érosive dessinant parfois des ondulations et une structure interne montrant des stratifications obliques (Planche 7 et 9).

Les microfaciès indiquent (voir chapitre I et Fig. III.2 et 3) :

- la présence constante de nombreux pellets aplatis surtout dans les marnes noires;
- l'abondance des foraminifères planctoniques : *Hedbergella*, *Whiteinella*, *Praehelvetica*, *Helvetica*, *Dicarinella* et *Marginotruncana*;
- la présence constante de radiolaires et de diatomées;
- une abondance de calcispères (à la base) et de buliminidés (vers le sommet);
- un pourcentage notable entre 2 à 5% de grains de quartz fins, bien classés, dans les faciès noirs riches en matière organique.

L'observation au MEB permet de mettre en évidence la présence de coccolithes en quantité importante auxquels s'ajoutent des épines de radiolaires.

Les nodules sont visibles à certains niveaux :

- soit bien isolés dans les marnes (**type 1**) (Planche 8, ph. 1 et 2).
- soit alignés suivant des bancs bioclastiques (**type 2**) (Planche 9, ph. 1 et 2; Planche 7, ph. 2)

III-b : Coupe d'Akhfèmir

Les sédiments comprennent essentiellement des marnes beiges laminées dans lesquelles s'intercalent des bancs calcaires parfois bioclastiques sans aucune structure interne évidente. Leurs composants dominants sont des pellets associés dans la plupart des cas à des foraminifères planctoniques et benthiques, des radiolaires et des diatomées (voir chapitre I).

AF : Coupe d'Amma Fatma
 AK : Coupe d'Akhfènir
 AF1 et AK1 : Nodules analysés

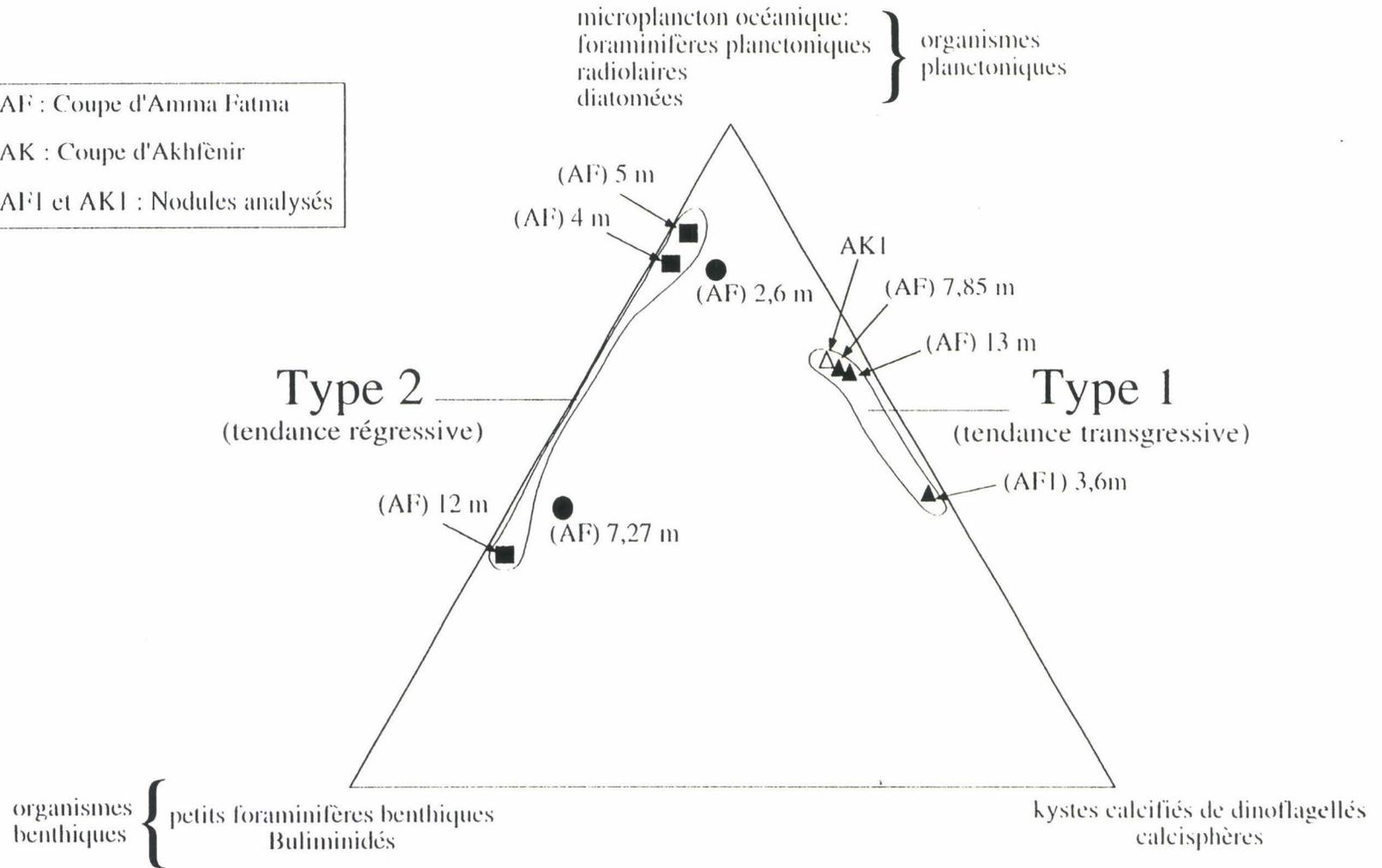


Figure III.2 : Différentiation de deux types de nodules en fonction de leurs principaux composants.

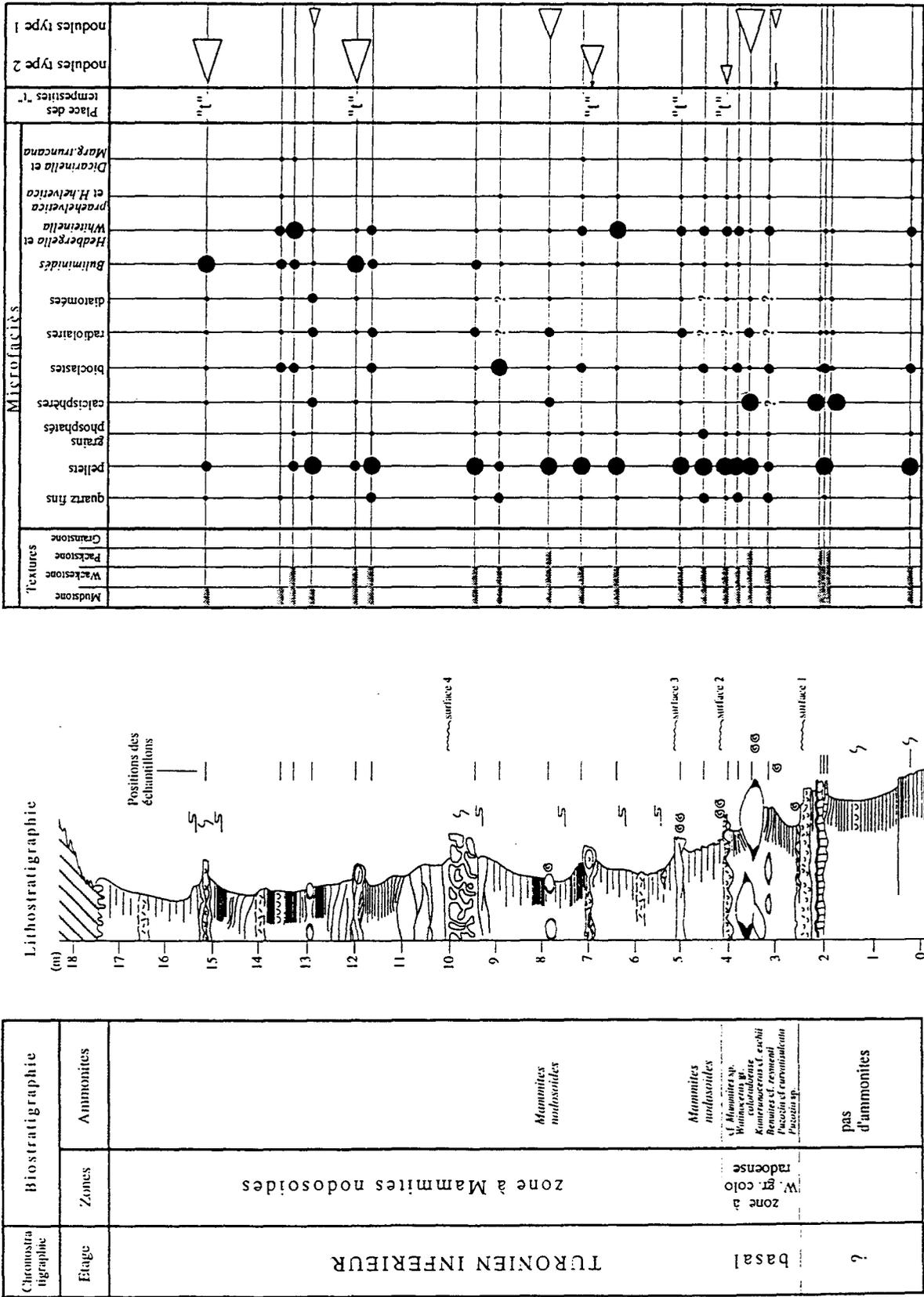


Figure III.3 : Lithostratigraphie, biostratigraphie et microfaciès détaillés de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

L'observation au MEB permet de mettre en évidence la présence de coccolithes en quantité importante mélangés à des épines de radiolaires.

Les nodules sont surtout représentés par des nodules isolés dans les marnes. Morphologiquement, ils sont identiques aux nodules de **type 1** définies ci-dessus au niveau de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

III-1-2-3 : Étude à l'échelle du nodule

Sur la coupe de l'Oued Amma Fatma deux types de nodules ont pu être distingués (type 1 et type 2). En revanche sur la coupe d'Akhfènir un seul type de nodule a été observé (type 1). Cette différenciation est fondée surtout sur des observations macro- et microscopiques (Fig. III.4).

- **type 1** : Les nodules sont de taille décimétrique ou métrique, ellipsoïdaux, auréolés d'une couronne équatoriale silicifiée, moulés dans leur encaissant de marnes noires ou beiges laminées. Des lamines subhorizontales encore visibles traversent les nodules (Planche 9). Le microfaciès montre de nombreux pellets non écrasés, beaucoup de foraminifères planctoniques, des radiolaires, des diatomées, des calcisphères et de fins bioclastes de lamellibranches et d'échinodermes mélangés (Planche III. 10). Dans le but de suivre l'évolution des microfaciès une étude détaillée a été réalisée sur les deux nodules (**AF1**) et (**AK1**) suivant un transect horizontal (encaissant - nodule; Fig. III.5).

L'observation au MEB a permis de mettre en évidence la présence de pyrite framboïdale (Planche 11).

- **type 2** : Les nodules sont intimement liés au calcaire bioclastique dans lequel ils se sont formés. Des laminations obliques emboîtées sont souvent visibles, soulignées par des bioclastes. Ils ne comportent jamais de couronne silicifiée. Le microfaciès montre une grande abondance de pellets mélangés à de nombreux buliminidés; des radiolaires et des diatomées sont localement bien préservés, des bioclastes correspondant à des fins fragments de bivalves sont parfois abondants. Localement les bivalves sont entiers. (Planche 10, ph. F).

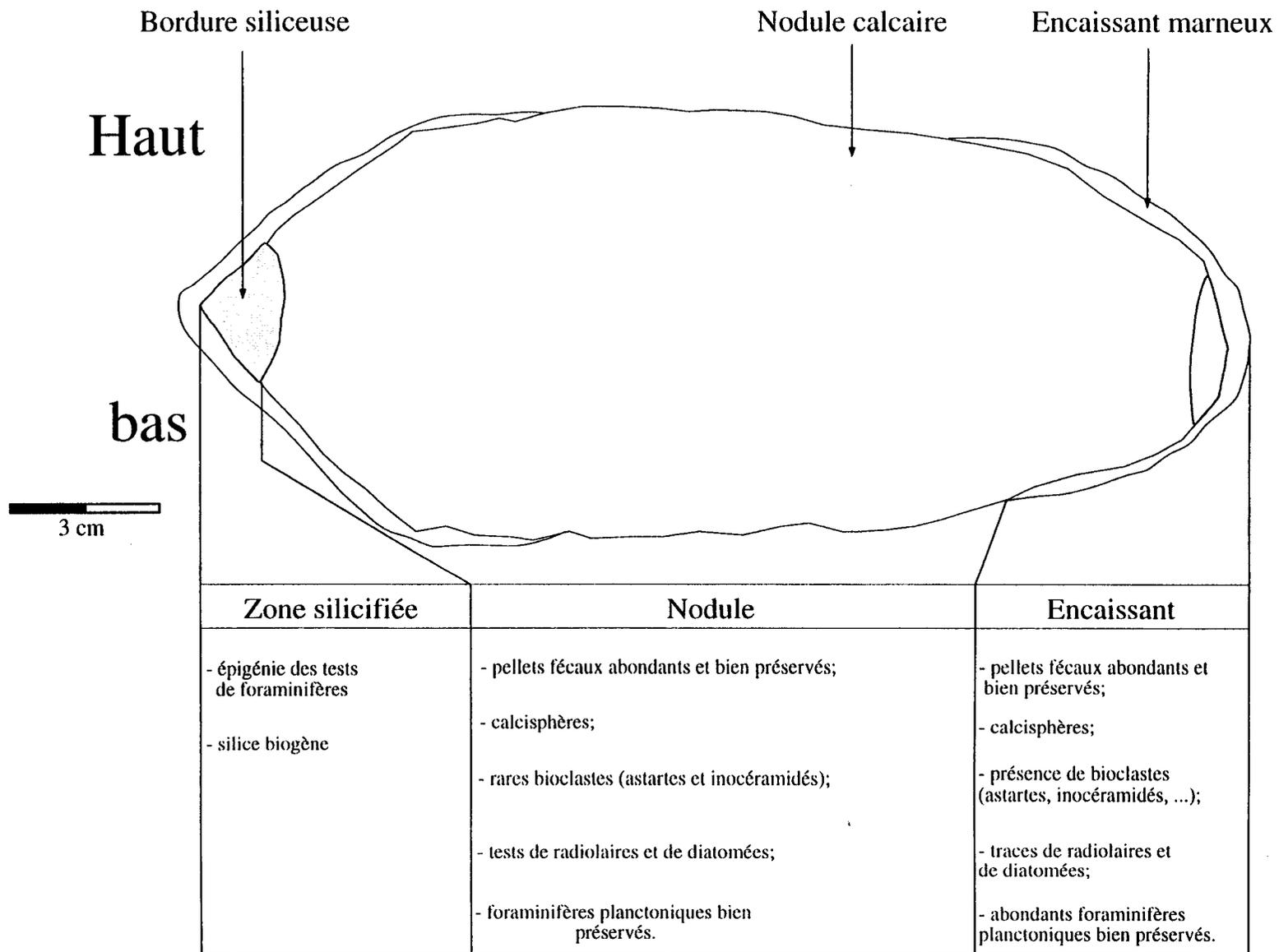


Figure III.4 : Description des microfaciès à l'échelle du nodule (AF1). Position du nodule dans la figure III. 8.

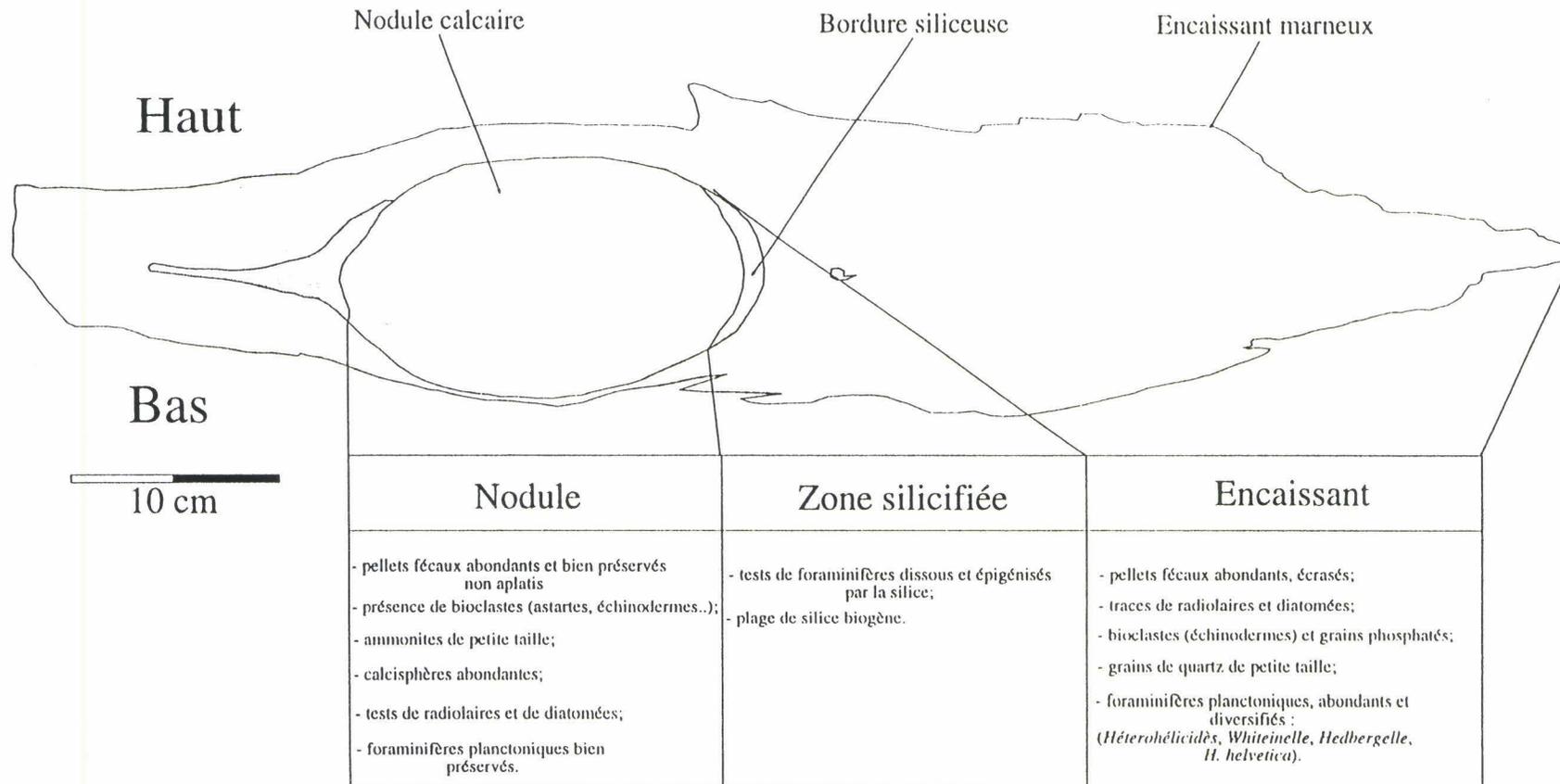


Figure III.4 : Description des microfaciès à l'échelle du nodule (AF1).

III-2 : MESURES DIRECTES DE LA COMPACTION MÉCANIQUE PRINCIPES ET MÉTHODES

III-2-1 : Principes

Les mesures directes de la compaction dans les sédiments reposent sur la comparaison entre leur état initial et leur état actuel. Le sédiment initial n'existant plus, il est nécessaire de s'appuyer sur des hypothèses et sur les structures actuelles qui peuvent en avoir conservé des traces (Roll, 1974, Maillard *et al.*, 1988, Marrakchi, 1993, Terrab, 1994)

Il s'agit le plus souvent de restituer, à partir du sédiment lui-même, l'épaisseur initiale d'une tranche de sédiment donnée et de la comparer à l'épaisseur actuelle ($\tau = h_0 / h$), ou bien comparer l'organisation actuelle du sédiment avec l'organisation initiale.

III-2-2 : Objets sédimentaires et mesure de compaction

Le but de la mesure est l'estimation de la réduction d'épaisseur de la série sédimentaire due à la compaction. Elle peut être appréhendée par des déformations d'objets de forme initiale connue ou par des structures enveloppantes autour d'objets résistants.

Dans le cas où des sédiments plus ou moins compactables renferment un objet résistant à la compaction, on observe des phénomènes de moulage de sédiments encaissants compactables autour de l'objet. Ceci est particulièrement visible dans le cas de sédiments argileux. Dans l'hypothèse où les lamines étaient originellement toutes horizontales, le taux de compaction peut être facilement calculé. Celui-ci est représenté par le rapport entre l'épaisseur h_0 entre deux lamines accolées à l'objet et l'épaisseur h entre ces deux mêmes lamines à une distance suffisante de l'objet pour qu'elles soient de nouveau parallèles et non perturbées par l'objet (Truyol, 1991).

Quand les conditions d'affleurement le permettent, on peut observer le moulage des sédiments marneux autour du nodule. Le moulage sera d'autant plus important que le recouvrement est grand et la formation du nodule est précoce (Truyol, 1991). On observe souvent la continuité des lamines du sédiment encaissant dans le corps du nodule, la croissance du nodule est ainsi visualisée (Raiswell, 1971) car les lamines se resserrent progressivement en allant vers la périphérie du nodule (Fig. III.6).

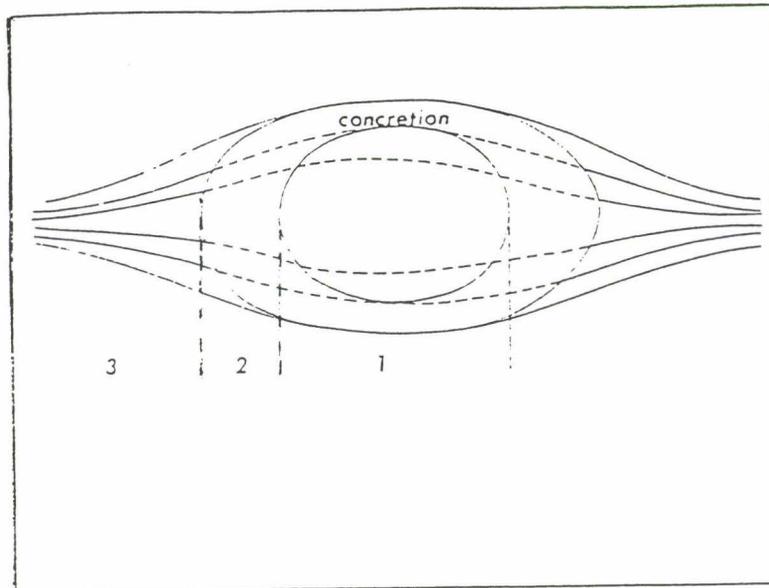


Figure III.6 : Croissance du nodule et déformation des lamines : 1) cimentation initiale du sédiment compacté; 2) sédiment compacté autour du nodule qui continue à croître (d'après Raiswell, 1971).

Dans notre cas, les sédiments plus ou moins compactables renferment des objets résistants à la compaction qui sont représentés par des nodules carbonatés. Dans l'hypothèse où les lamines de marnes étaient originellement toutes horizontales, on peut calculer facilement le taux de compaction. Les taux de compaction correspondent à des valeurs minimales (sous-estimées) car on ne prend pas en compte la compaction des nodules eux mêmes.

Les mesures effectuées sur quelques nodules de la coupe de l'Oued Amma Fatma ont donné des taux de compaction de l'ordre de 6.

III-3 : CARACTÈRES GÉOCHIMIQUES

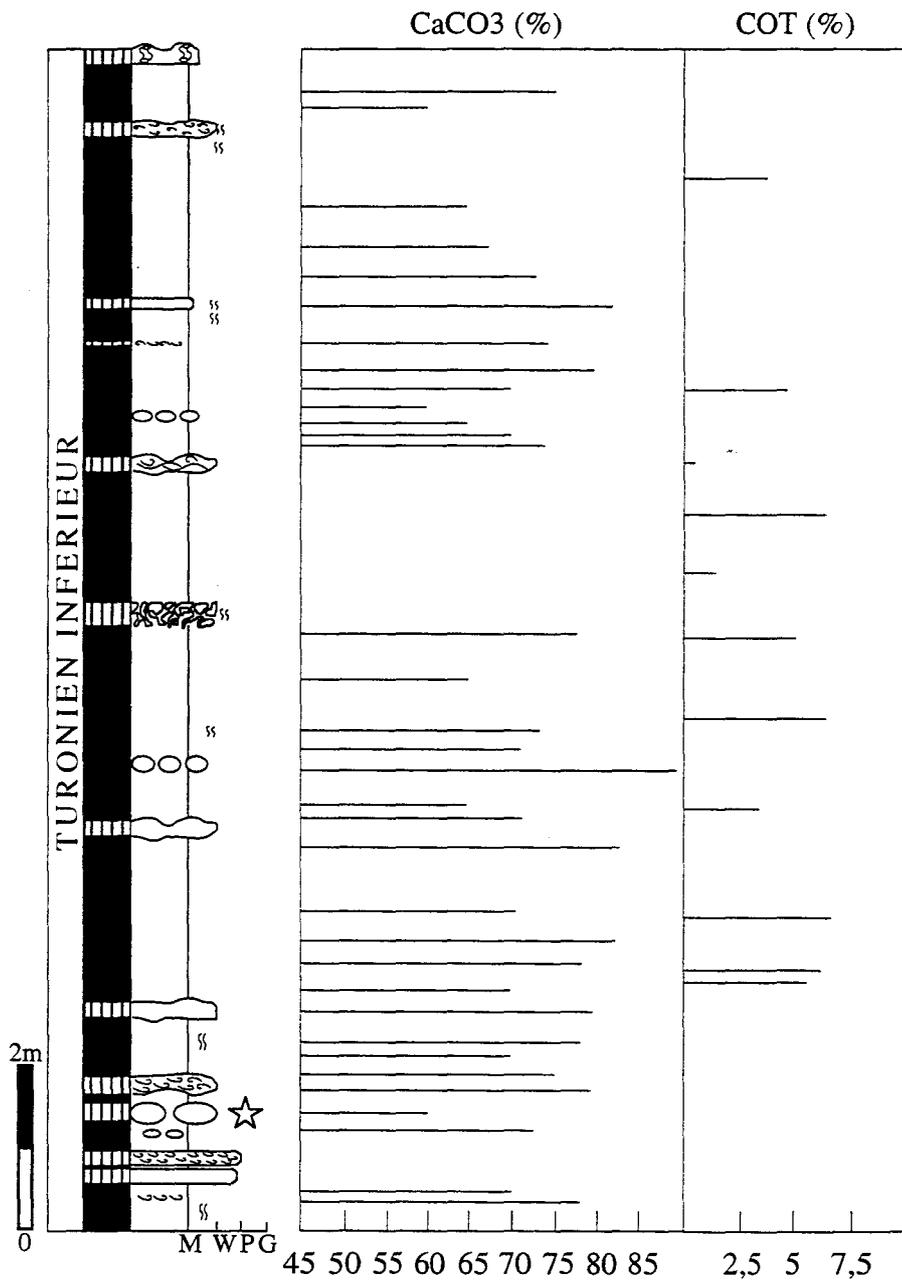
III-3-1 : A l'échelle de la coupe

III-3-1-1 : Coupe de l'Oued Amma Fatma

Le dosage des teneurs en CaCO_3 sur la coupe de l'Oued Amma Fatma montre des variations de 88 % à 55%, les pourcentages minimum sont enregistrés dans les marnes encaissantes des nodules (Fig. III.7).

Les analyses du carbone organique total (COT) ont été effectuées essentiellement dans les marnes (voir chapitre IV). Les résultats varient de 0,5 % à 7,5 %. La matière organique est d'origine marine planctonique (type II). Une légère diminution du contenu organique vers le haut de la coupe est observée (Fig. III.7). Ceci s'accorde avec l'évolution de l'environnement,

déduite des faciès observés, montrant une tendance générale vers une oxygénation plus importante du milieu.



☆ Position du nodule AF1 pris pour analyse

Figure III.7 : Pourcentage en CaCO₃ et en COT des marnes encaissantes à l'échelle de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

III-3-1-2 : Coupe d'Akhfènir

Les teneurs en CaCO_3 varient entre 48% et 70% le long de la coupe. Les valeurs minimales sont enregistrées au niveau des marnes encaissantes des nodules (Fig. III.8).

Dans les marnes le contenu organique faible, dépasse rarement 1% (voir chapitre IV). Les valeurs de T max sont faibles et ne dépassent pas 420°C .

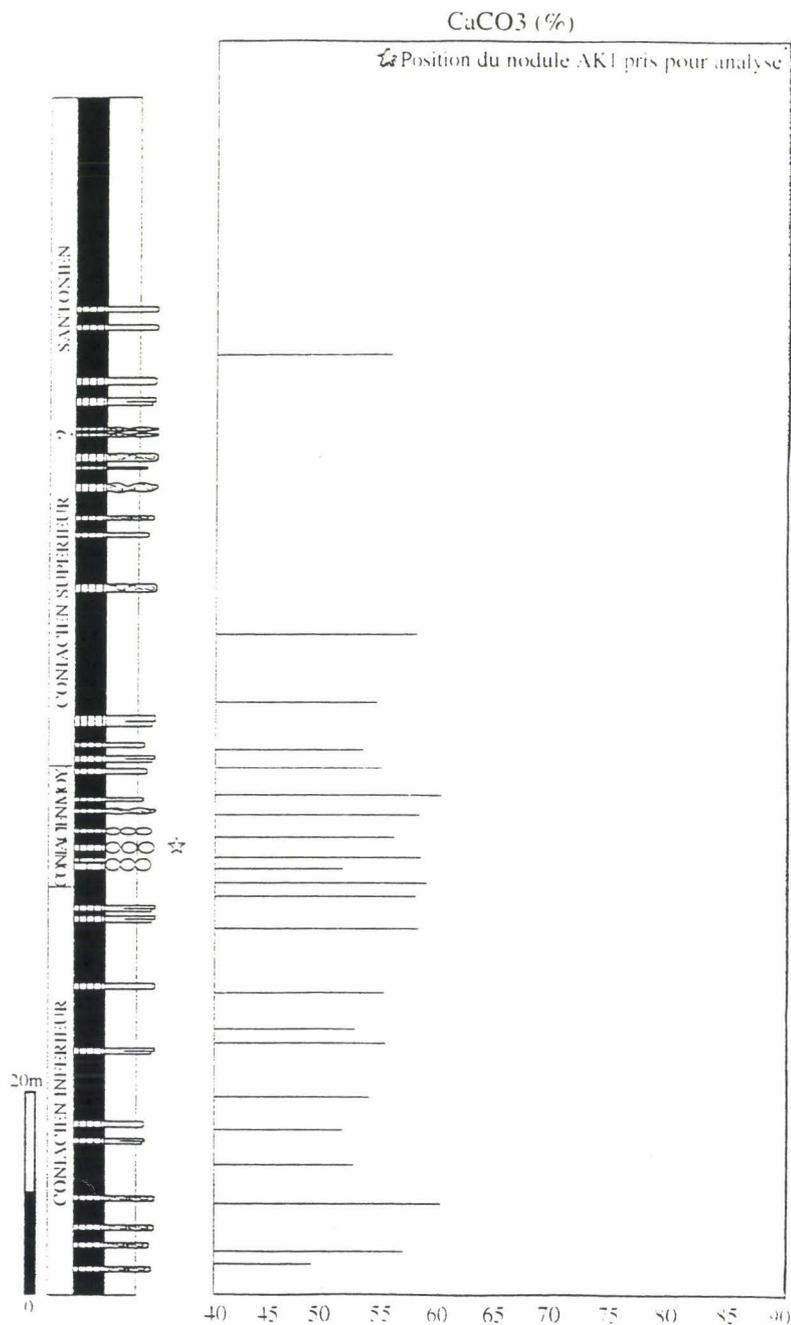


Figure III.8 : Pourcentage en CaCO_3 à l'échelle de la coupe d'Akhfènir.

III-3-2 : A l'échelle des nodules de type 1 (AF1 et AK1)

Sur deux nodules appartenant au type 1, l'un pris à la cote 3,6 m sur la rive gauche de l'Oued Amma Fatma, et l'autre pris à la cote 44 m sur la coupe d'Akhfènir, des analyses minéralogiques (diffraction des rayons X) et géochimiques ont été effectuées. Elles ont été réalisées sur des prélèvements répartis selon un transect horizontal depuis l'encaissant marneux jusqu'au centre du nodule.

III-3-2-1 : Nodule de type 1 appartenant à la coupe de l'Oued Amma Fatma "AF1"

III-a : Diffraction des rayons X

La diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2 μm a été réalisée sur deux échantillons prélevés l'un dans l'encaissant et l'autre au centre du nodule. Le cortège minéralogique argileux est composé d'interstratifiés illite/smectite, d'illite et de kaolinite (Fig. III.9). Le même assemblage a été rencontré au niveau de la coupe (voir chapitre IV). Les diffractogrammes sont de qualité médiocre, ils ne permettent pas d'identifier d'éventuelles différences de composition minéralogique entre le nodule et son encaissant.

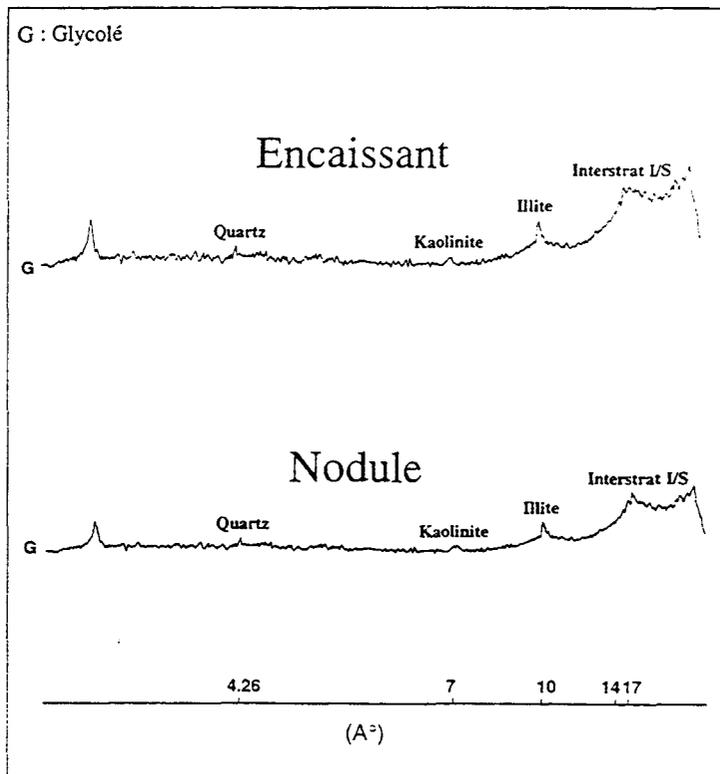


Figure III.9 : Diffractogramme de RX de deux échantillons prélevés respectivement dans l'encaissant et dans le nodule.

Sur roche totale, la diffraction des rayons X montre que les teneurs en quartz augmentent progressivement en allant de l'encaissant vers les bordures siliceuses alors qu'à l'intérieur du nodule il est presque inexistant. En revanche les teneurs en calcite présentent une évolution contraire montrant des teneurs maximales (98%) à l'intérieur du nodule et une diminution progressive vers les bordures (35% à 60%; Fig. III.10).

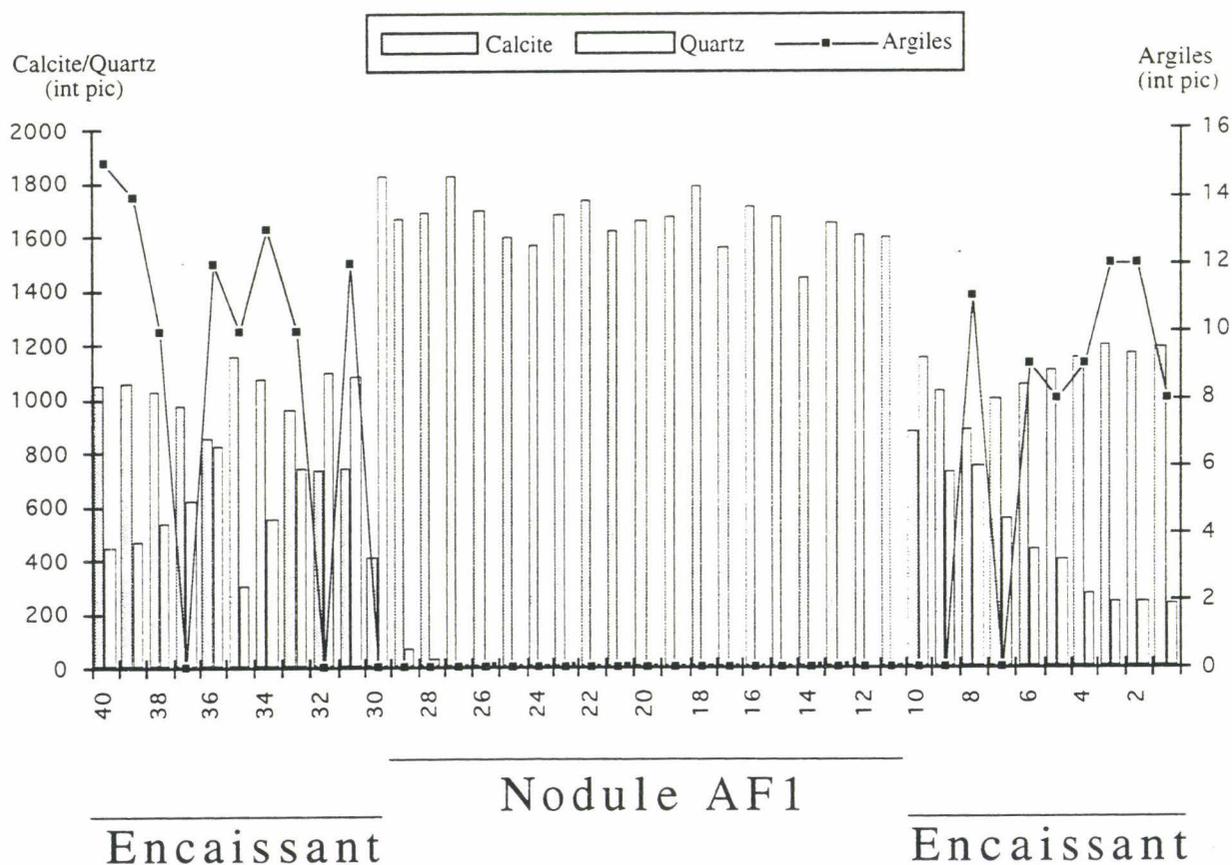


Figure III.10 : Proportions relatives en calcite, quartz et argiles déterminées par diffraction des RX sur roche totale.

III-b : Résultats des analyses géochimiques

III-b₁ : Calcimétrie

* La détermination, par la méthode classique (calcimètre de Bernard), des pourcentages en CaCO_3 selon les trois dimensions du nodule montre une homogénéité des valeurs à l'intérieur du nodule qui atteignent le plus souvent 95 à 100% (Fig. III.11).

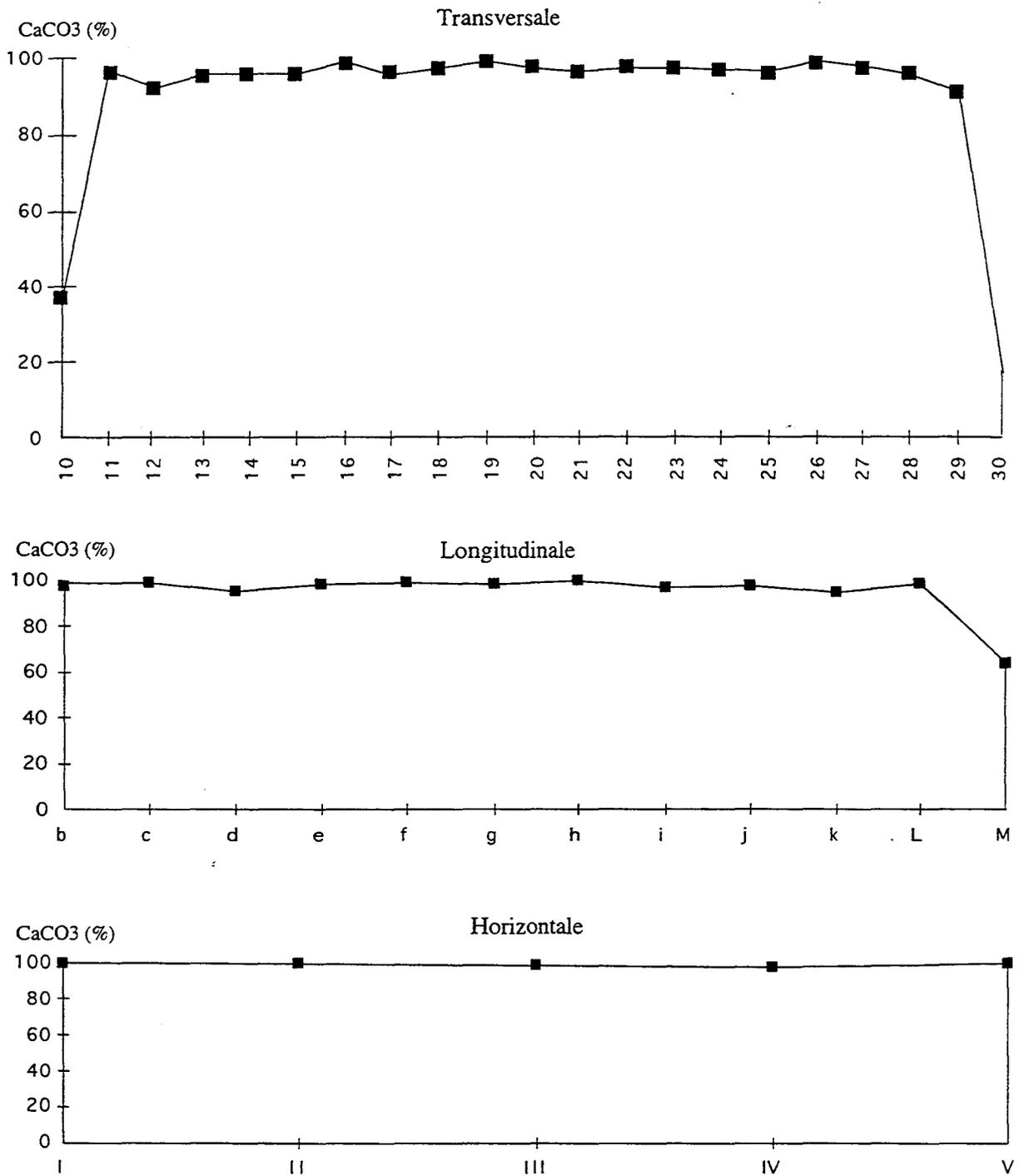


Figure III.11 : Variations selon les trois dimensions des pourcentages en CaCO₃ au sein du nodule.

III-b₂ : Éléments majeurs

* Les analyses des éléments majeurs (Al^{3+} , Fe^{2+} et Mg^{2+}) ont permis de suivre leur évolution au sein du nodule. L'aluminium et le fer augmentent progressivement en s'approchant du nodule (Fig. III.12). Une chute brutale intervient au niveau du nodule. Le magnésium présente une évolution contraire à celle de l'aluminium et du fer.

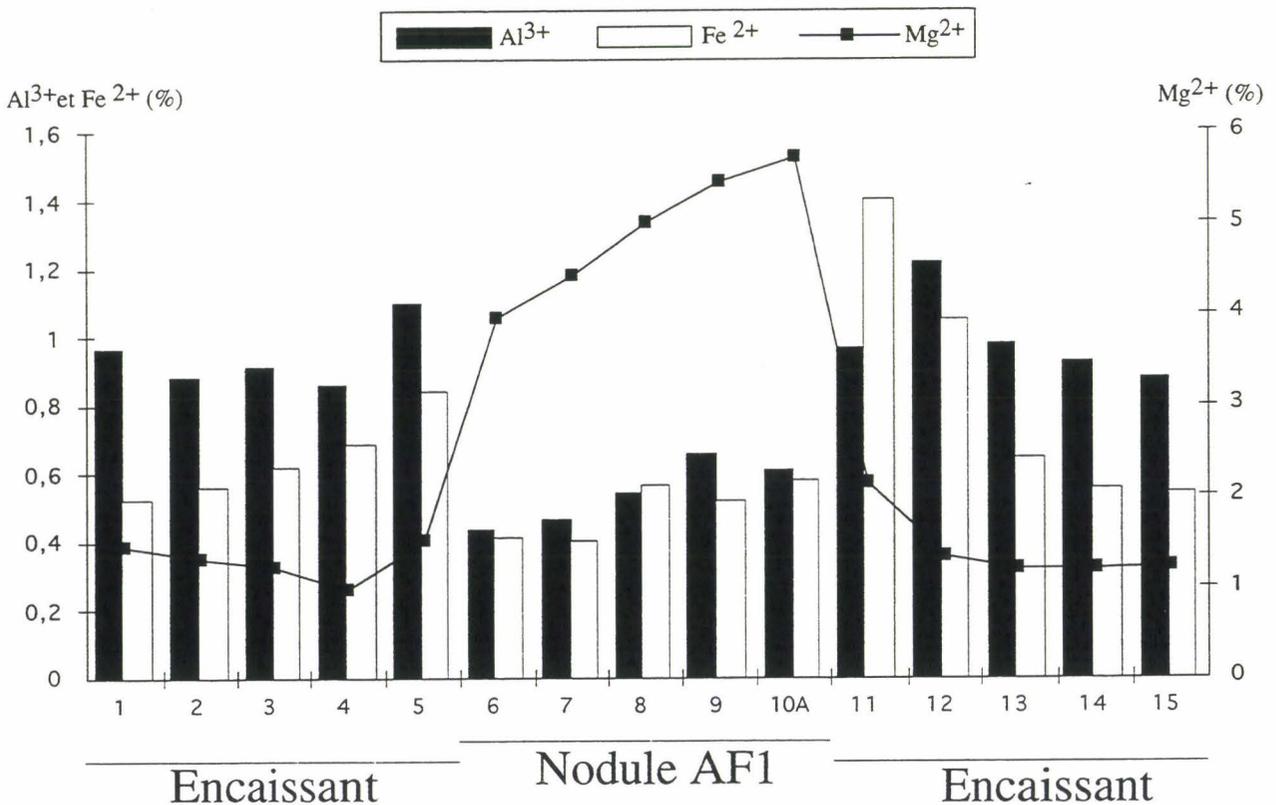


Figure III.12 : Pourcentages des éléments majeurs selon un transect horizontal.

III-b₃ : Éléments traces

* Les analyses des éléments en traces montrent que les teneurs maximales en Ba, Cr, Ni et V sont enregistrées à l'intérieur du nodule. L'augmentation progressive de la concentration de ces éléments vers le nodule est bien marquée. Le baryum présente les plus fortes teneurs (220 à 1000 ppm) à l'intérieur du nodule par rapport aux autres éléments (Fig. III.14).

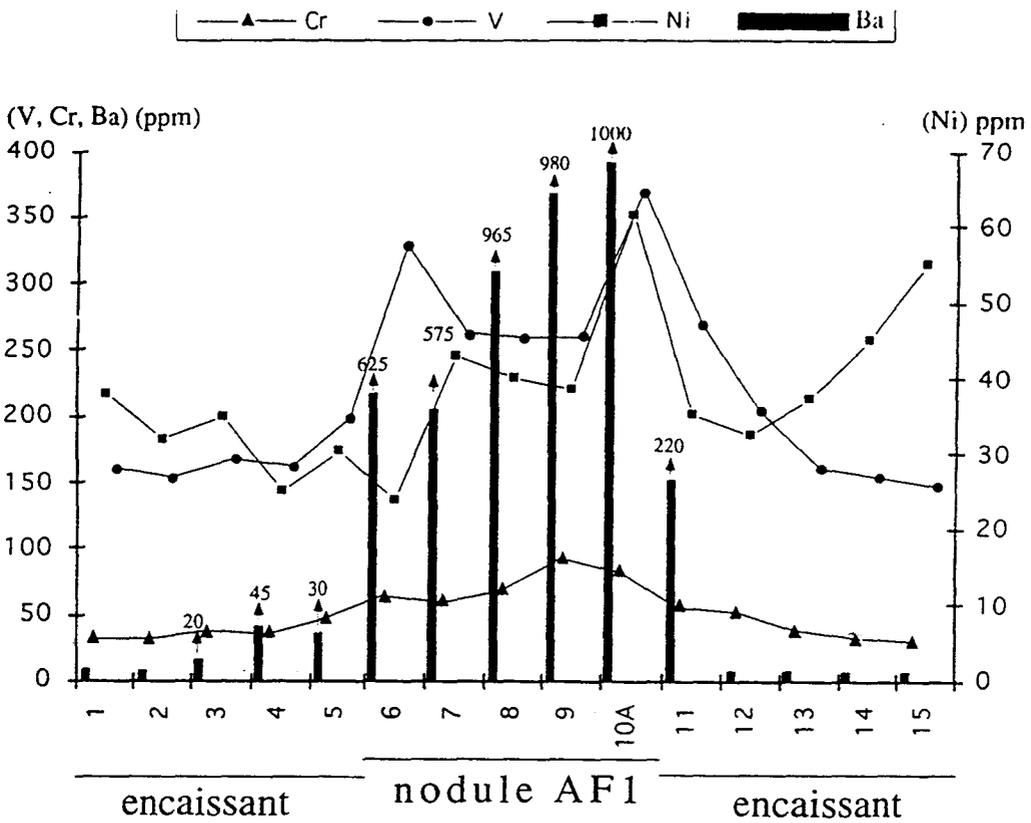


Figure III.13 : Teneurs des éléments traces.

III-b₄ : Isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$)

* Les résultats des analyses isotopiques montrent que le $\delta^{13}\text{C}$ présente des valeurs plus négatives à l'intérieur (-13‰) qu'à l'extérieur du nodule (-3‰). En revanche les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ varient relativement peu (Fig. III.14).

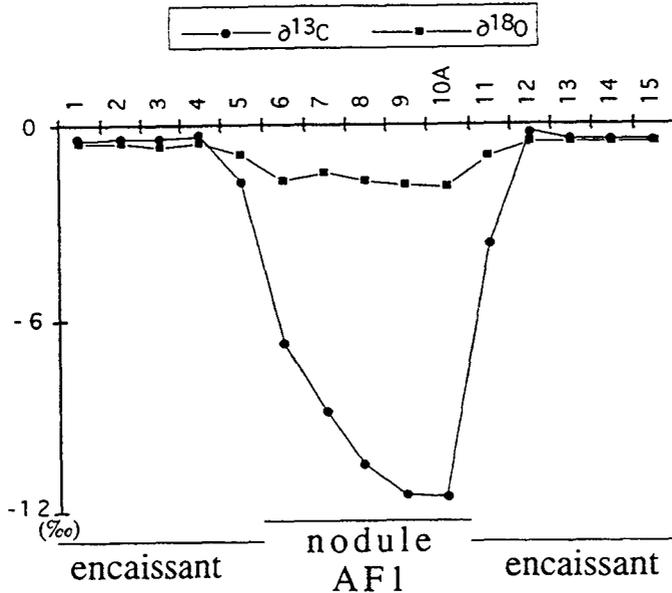


Figure III.14 : Variations des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone.

III-b₅ : Soufre et carbone organique total

* Le carbone organique total dont les valeurs varient entre 0,5% et 5% présente une évolution opposée à celle des éléments en traces (Fig. III.15a et b).

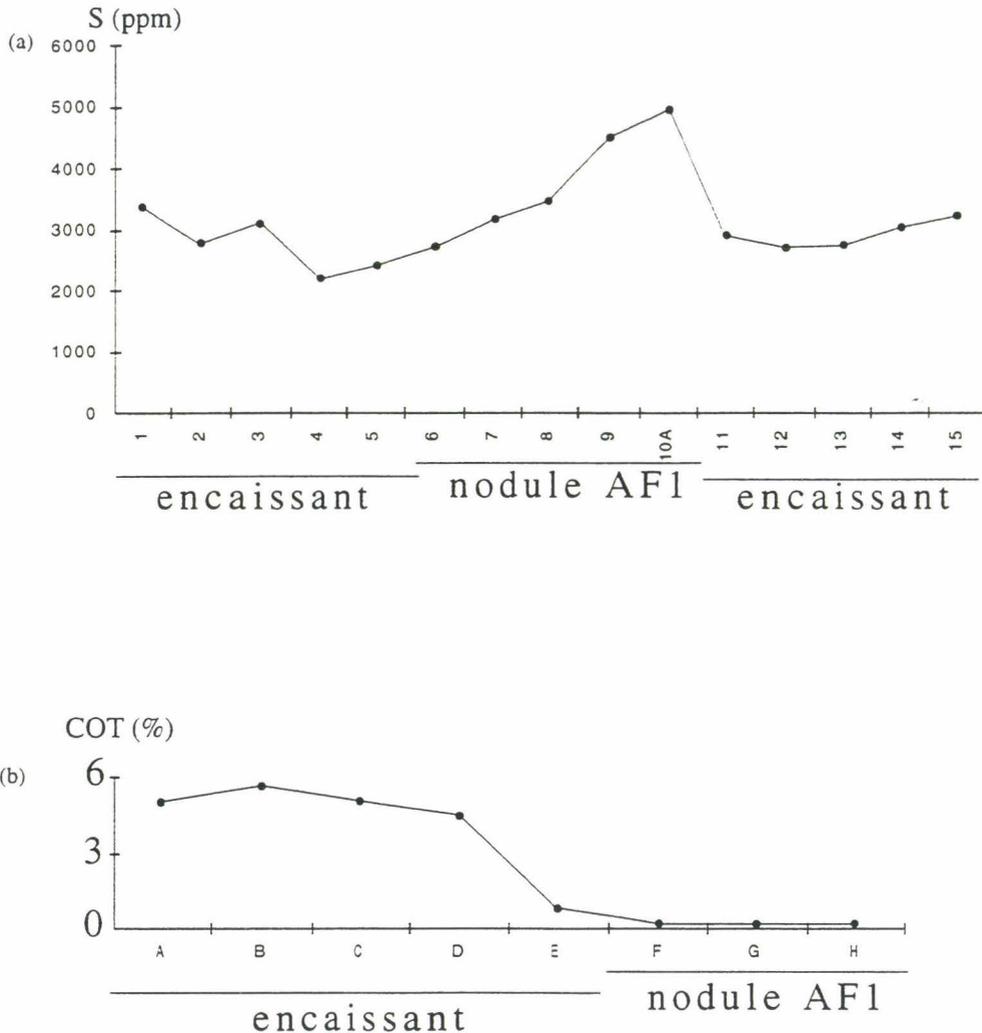


Figure III.15 : Variations des teneurs en soufre (a) et variations des pourcentages en COT (b).

III-3-2-2 : Nodule appartenant à la coupe d'Akhfèmir "AK 1"

Les différentes analyses réalisées ont montré une similitude avec celles obtenues dans le cas de (AF1) (Fig. III.16a et b, 17a et b). Le résultat le plus marquant est la présence de ce nodule dans un encaissant où le pourcentage en COT dépasse rarement (0,5%) alors que les résultats des analyses isotopiques réalisées dans le nodule montrent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très négatives de l'ordre de -13‰.

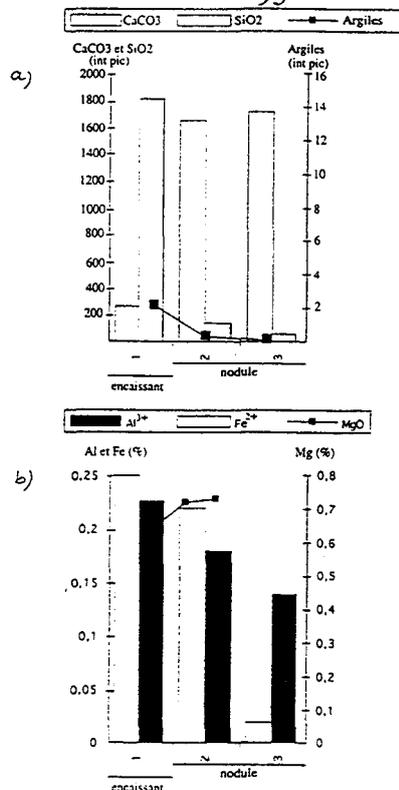


Figure III.16 : Variations des proportions relatives déterminées par diffraction des RX sur roche totale de calcite, quartz et argiles (a) et variations des proportions des éléments majeurs (b).

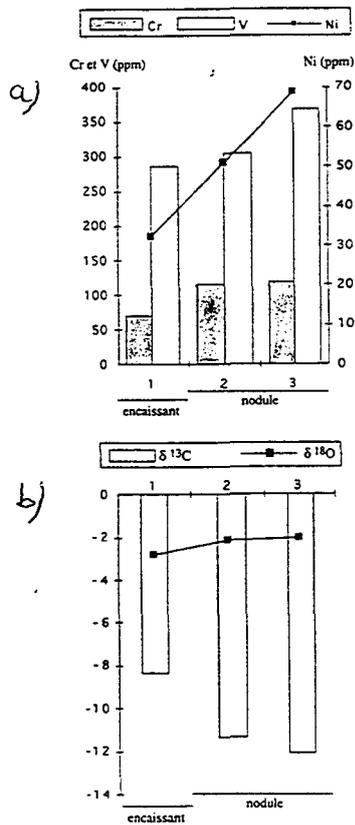


Figure III.17 : Variations des teneurs en éléments traces (a) et des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone (b).

III-4 : INTERPRÉTATIONS

III-4-1 : Caractéristiques sédimentologiques

Les analyses du faciès et du microfaciès montrent l'existence de deux types de nodules dans la coupe de l'Oued Amma Fatma alors qu'un seul type (1) a été identifié sur la coupe d'Akhfènir. Dans le cas de la coupe de l'Oued Amma Fatma, la distribution stratigraphique de ces nodules de type 1 et de type 2 ne paraît pas aléatoire (Fig. III.18) : les nodules de type 1 sont plutôt localisés et plus volumineux à la base de la coupe, ceux de type 2 sont mieux développés vers le sommet.

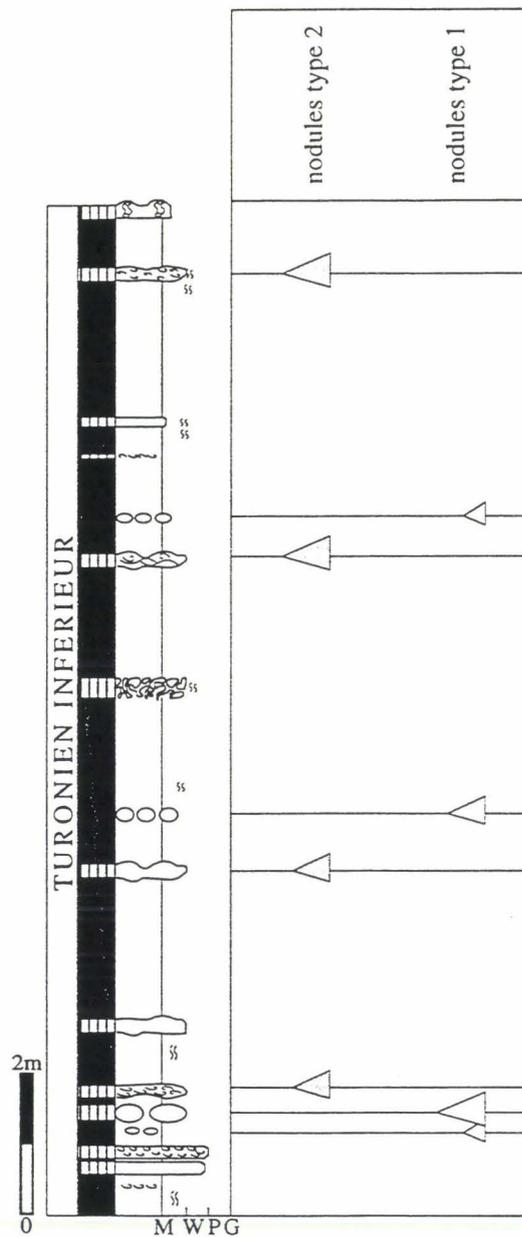


Figure III.18 : Emplacements des nodules de types 1 et 2 sur la coupe de l'Oued Amma Fatma.

En tenant compte des informations sédimentologiques, pétrographiques, on peut dégager quelques éléments d'interprétation:

- Les nodules de type 1 possèdent souvent une couronne de silice d'autant plus nette qu'ils sont volumineux. Elles apparaîtraient en dernier lieu. Elles seraient formées par la mobilisation tardive de la silice biogène des radiolaires et diatomées dont on retrouve les traces par place (1/10^e seulement de la biomasse est préservé).

- les nodules de type 2 ont préservé les laminations obliques héritées de la mise en place du sédiment dans lequel ils se sont formés. Des restes de bioclastes, de lamellibranches et d'échinodermes confirment l'influence de courants. Ceci est interprété comme des dépôts de tempête distales qui balayaient la plateforme épisodiquement, entraînant des éléments proximaux (bioclastes divers, abondants buliminidés) dans un milieu de plate-forme distale. Des cas similaires ont été rencontrés dans les argiles laminées du Kimméridgien d'Angleterre (Macquaker & Gawthorpe, 1993, Macquaker, 1994).

- Bien que toujours présents, les bioclastes deviennent plus abondants et mieux préservés (coquilles entières) vers le sommet de la coupe de l'Oued Amma Fatma avec des tempestites de plus en plus nettes (le taux d'accumulation sédimentaire augmente) et les nodules sont de moins en moins bien figurés (la diagenèse carbonatée diminue avec un enfouissement rapide). Ceci correspond assez bien à la progradation des niveaux de tempêtes venant progressivement enfouir, diluer, puis éliminer les dépôts riches en matière organique.

- la grande quantité de pellets fécaux présents dans les deux types de nodules indique l'existence d'une plate-forme à pente faible très étendue vers le large où ce matériel a pu s'accumuler. L'ouverture de cette plate-forme vers le large permet la remontée d'eau profondes-upwellings- qui favorisent une productivité répétitive de foraminifères, radiolaires, diatomées et calcisphères.

III-4-2 : Origines des nodules

III-a : Nodules de type 1

Les nodules de type 1 sont assez proches de ceux décrits dans le Crétacé supérieur d'Agadir par Terrab (1994), dans la formation de la Luna au Venezuela (Tribovillard *et al.*, 1990) et dans les argiles oxfordiennes en Angleterre (Hudson, 1977). La différence principale est la présence d'un spectre floro-faunistique plus large et plus varié dans les nodules du Bassin de Tarfaya.

La diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2 µm montre que le message argileux existant dans les sédiments encaissants a été hérité à l'intérieur du nodule. Ce résultat conforte l'hypothèse d'une diagenèse précoce dans un sédiment meuble et homogène favorable

à la formation de ces nodules. Par ailleurs, la compaction des marnes autour des nodules indique une consolidation précoce et rapide étant donnée la préservation des fines laminations parallèles qui traversent le nodule ainsi que les pellets non écrasés.

Les faibles teneurs en CaCO_3 sont enregistrées au niveau de l'encaissant proche des nodules. Ceci permet de supposer que l'emplacement de ces nodules représente un lieu privilégié de concentration des carbonates qui auraient diffusé de l'encaissant vers le nodule. Les teneurs maximales en CaCO_3 dans le nodule contrastent avec les faibles teneurs enregistrées dans l'encaissant immédiat : un pompage de carbonates s'est donc probablement établi sur les sites privilégiés de nodulisation.

L'évolution des teneurs en CaCO_3 s'oppose à celle de certains éléments majeurs. Ceci est le cas pour l'aluminium et le fer. En effet, l'aluminium est un élément associé le plus souvent aux argiles. Ceci pourrait expliquer les teneurs relativement plus élevées enregistrées dans les marnes que dans le nodule. Le fer sous forme réduite est fréquemment lié au soufre pour fabriquer la pyrite dont la formation s'effectue en milieu réducteur au niveau de la zone de sulfato-réduction (Raiswell, 1971, Irwin *et al.*, 1977, Hudson, 1978, Coleman & Raiswell, 1981, Raiswell & Berner, 1985, Scotchman, 1991, Coleman & Raiswell, 1995). L'augmentation progressive de sa proportion en se rapprochant du nodule signifierait que l'instauration des conditions redox s'amplifie davantage vers le nodule. La présence de pyrite framboïdale (planche 11; ph. A, B et C) témoigne des conditions redox du milieu nécessaire pour déclencher le mécanisme de sulfato-réduction (Coleman & Raiswell, 1995). Un tel mécanisme s'accompagne de la biodégradation de la matière organique et de la production des ions bicarbonates (HCO_3^-) qui en s'associant avec les ions Ca^{2+} précipitent pour former les carbonates des nodules (Fig. III.19).

Le magnésium présente la même évolution que les carbonates, mais le lien classique entre les deux ne semble pas pouvoir expliquer à lui seul l'enrichissement observé au sein du nodule. En effet, les carbonates dont la source probable est la dissolution des coquilles d'ammonites, lamellibranches et foraminifères sont pauvres en Mg puisque ces organismes présentent un test aragonitique ou en calcite faiblement magnésienne. Une évolution similaire a été observée dans les argiles du Kimméridgien du Dorset "Kimmeridge Clay" en Angleterre (Irwin *et al.*, 1980). Desborough (1978) suppose que la dégradation de la matière organique pendant les stades précoces de la diagenèse entraîne la libération du magnésium et par conséquent un enrichissement du milieu. Toutefois une partie de ce magnésium peut avoir comme source potentielle la dissolution des tests de certains organismes.

Les valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ signifient que le carbone impliqué dans la composition des carbonates est d'origine organique. Ce résultat indique que la matière organique était présente initialement. En revanche, la faible valeur du COT serait due à la destruction de cette matière organique par oxydation bactérienne à l'interface eau/sédiment (Canfield, 1989).

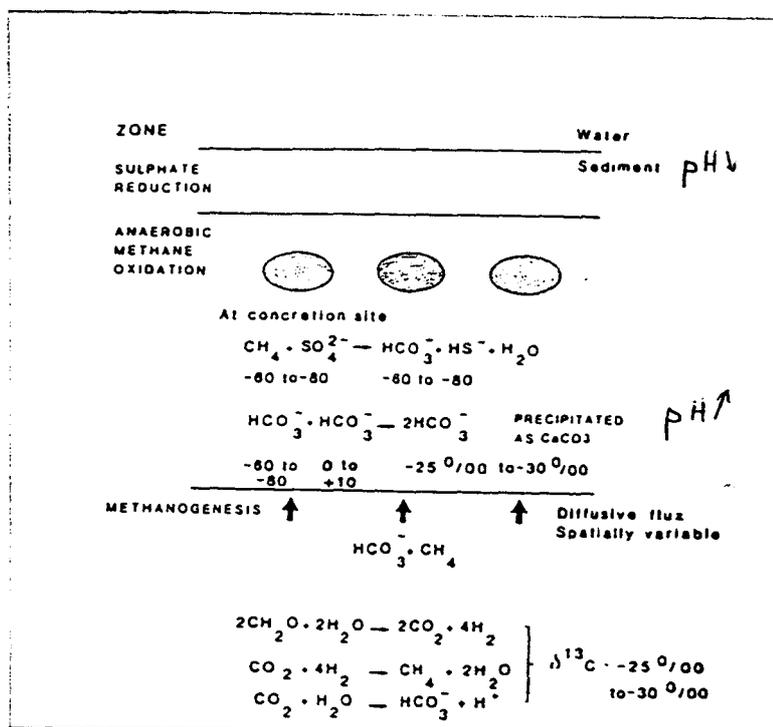


Figure III.19 : Représentation schématique des processus chimiques qui interviennent au niveau des sites de croissance des nodules (d'après Raiswell, 1987).

Cette réaction s'accompagne d'une diminution du pH de l'eau du fond ce qui entraîne la dissolution des tests carbonatés présents (Hendry, 1993). L'enfouissement très lent qui caractérise ces dépôts de marnes sombres (Fig. III.20) les entraîne d'abord dans la zone très superficielle de réduction des sulfates, puis dans celle de l'oxydation anaérobie du méthane qui en augmentant le pH amène à la sursaturation des carbonates et rapidement au point de précipitation (Fig. III.21; Raiswell, 1987). Ces interprétations sont confortées par la concentrations des éléments en traces (Ba, Cr, Ni, V) à l'intérieur du nodule. Ces éléments sont associés, dans la plupart des cas, à la biodégradation de la matière organique (Pratt, 1984, Calvert *et al.*, 1985, Pruyers *et al.*, 1991)

La coupe d'Akhfènr présente des pourcentages en COT très faibles. Ceci permet de supposer que l'absence de matière organique peut être due soit à un non dépôt de cette dernière soit à une altération secondaire provoquant sa disparition. Les analyses isotopiques réalisées dans le nodule (AK1) ont montrée des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très négatives (-13‰) permettant ainsi de trancher en faveur de la deuxième hypothèse (Fig. III.21).

dans le nodule (AK1) ont montrée des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très négatives (-13‰) permettant ainsi de trancher en faveur de la deuxième hypothèse (Fig. III.21).

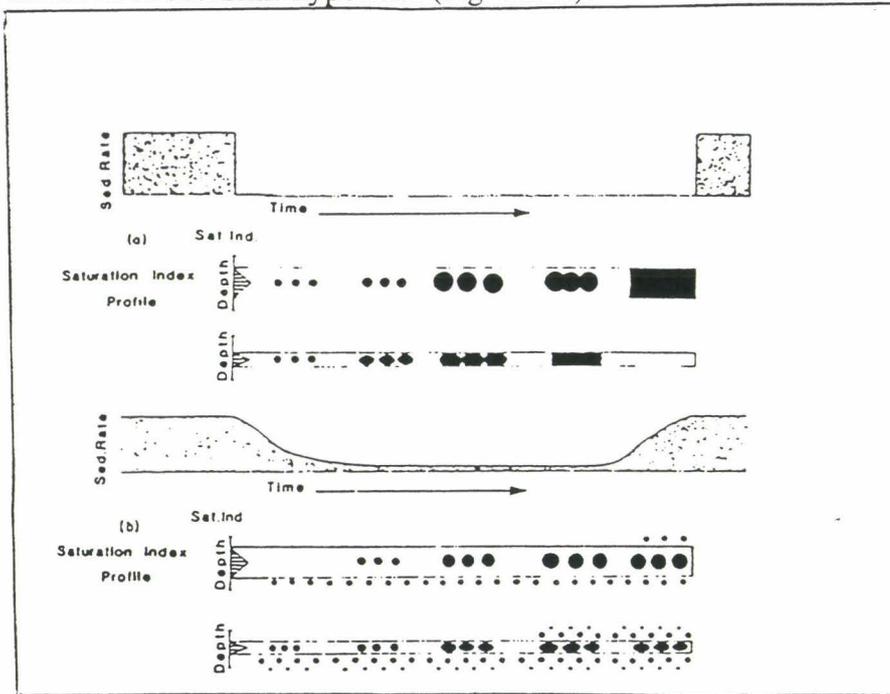


Figure III.20 : Représentation schématique des variations progressives de la morphologie des nodules causées par les variations du taux du sédimentation au cours du temps et par l'indice de saturation des carbonates lié à la profondeur : a) Période d'arrêt de sédimentation, b) Période où le taux de sédimentation est faible (d'après Raiswell, 1987).

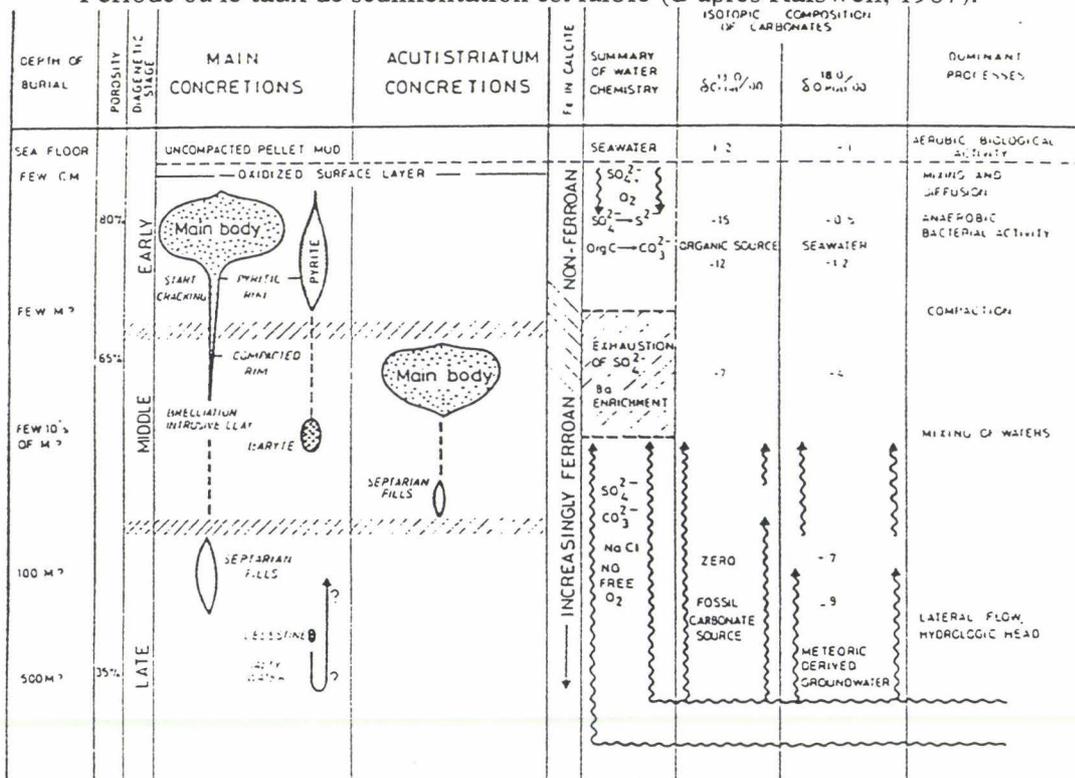
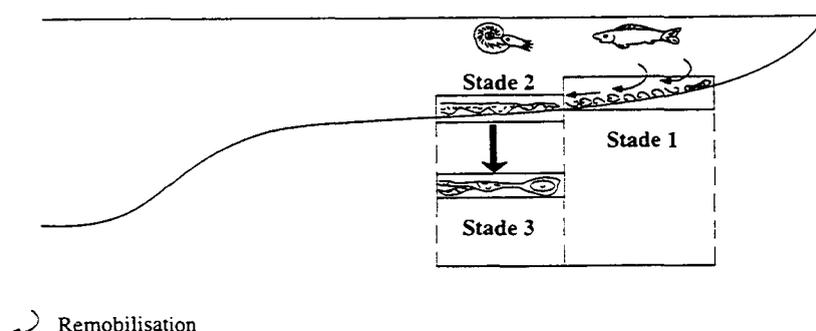


Figure III. 21 : Evolution diagenétique des concrétions dans les argiles oxfordiennes (d'après Hudson, 1978).

III-b : Nodules de type 2

Seule la calcimétrie a été effectuée sur ce type de nodule qui montre des structures sédimentaires matérialisées par des laminations obliques formant des hummocky cross stratification. La présence de gouttières d'érosion suggère une mise en place des bancs bioclastiques sous l'effet de tempêtes. Les nodules de type 2 sont moins bien consolidés vers le haut de la coupe au fur et à mesure que la progradation des niveaux bioclastiques se précise. On en déduit que la diagenèse carbonatée diminue quand le flux sédimentaire augmente (Fig. III.22). Un effet de pompage des carbonates vers ces bancs a été observé à l'échelle de la coupe. Ceci suppose que ces bancs représentent un milieu basique favorable à la concentration des carbonates. Cette basicité du milieu pourrait être expliquée par la putréfaction de la matière organique accumulée lors des tempêtes.



Stade 1	Dépôts riches en faune sur plateforme à pente faible.	sédimentation
Stade 2	Balayage épisodique de la plateforme par des courants de tempêtes distale, entraînant des éléments proximaux, dépôts en structures emboîtées.	
Stade 3	Putréfaction des organismes et début de consolidation (durcissement et lithification) sans augmentation de la taille des lieux de lithification : ces nodules gardent leur structuration sédimentaire d'origine.	Diagenèse

Figure III.22 : Modèle génétique des nodules de type 2.

III-5 : DONNÉES ANTÉRIEURES SUR LA NODULISATION

III-5-1 : Le Bassin d'Agadir

Dans le Bassin d'Agadir, le phénomène de nodulisation a été étudié par Terrab (1994), dans les sédiments du passage Cénomano-Turonien.

Un seul type de nodule (voisin du type 1) a été identifié dans le Bassin d'Agadir. Les analyses géochimiques et minéralogiques effectuées ont permis de mettre en évidence une évolution latérale de certains constituants.

* L'analyse sédimentologique montre l'existence de très nombreux nodules qui constituent l'essentiel de l'affleurement. Ils présentent différentes tailles situées entre 5 à 50 cm de diamètre) et des formes variées ellipsoïdale, discoïdale et coalescente. L'analyse du microfaciès des nodules montre que le contenu biologique peu abondant est composé principalement de rares foraminifères ou ostracodes parfois silicifiés ou pyritisés.

* Un enrichissement important en carbonates (70 à 85%) a été observé dans les nodules par rapport au sédiment encaissant (10 à 40%) qui a subi une compaction de (8 à 10). Ceci est expliqué par un transfert de carbonate vers le nodule.

* L'enrichissement en Ca^{2+} dans le nodule par rapport au fer et à l'aluminium et la silice est expliqué par la compaction mécanique et chimique qui induit une migration de Ca^{2+} et laissé sur place l'aluminium, la silice et le fer.

* Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient entre $-0,52\text{‰}$ à l'intérieur du nodule et $1,5\text{‰}$ dans l'encaissant. Cette variation des rapports isotopiques serait due à l'influence du CO_2 provenant de la décomposition de la matière organique.

Du point de vue morphologique les nodules du Bassin de Tarfaya et ceux du Bassin d'Agadir présentent des ressemblances. Toutefois, l'auréole de silice observée fréquemment autour des nodules de type 1 du Bassin de Tarfaya est moins évidente au niveau des nodules du Bassin d'Agadir. De plus le contenu biologique des nodules du Bassin de Tarfaya est marqué par l'abondance et la diversité des espèces par rapport à ceux du Bassin d'Agadir.

Les rapports isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$) présentent des valeurs plus négatives dans les nodules du Bassin de Tarfaya (-13‰) (variation horizontale de -9‰ entre l'encaissant et le nodule) contre -2‰ pour ceux du Bassin d'Agadir où les valeurs varient entre $-0,5\text{‰}$ et $1,5\text{‰}$. Les nodules semblent enrichis en ^{13}C mais sans pouvoir préciser, vu l'homogénéité des résultats (variations horizontales de 2‰ environ), si les nodules sont plus riches que l'encaissant. Ceci rend difficile la mise en évidence du rôle joué par la matière organique dans la genèse de ces nodules.

En se basant sur les résultats cités ci-dessus, Terrab (1994) propose différents mécanismes pour expliquer la genèse des nodules dans le Bassin d'Agadir :

- activité microbienne révélée par la présence de bactéries fossiles au sein de cristaux de calcite authigénique qui, en comblant la porosité initiale, est à l'origine de la lithification précoce

des nodules.

- biodégradation de la matière organique en milieu anaérobie, responsable de la production des carbonates qui forment le nodule;
- transfert de carbonate suite à la compaction des sédiments;

III-5-2 : Nodulisation dans le Jurassique d'Angleterre

Des études ont été menées sur des nodules du Lias supérieur "Jet Rock" (Coleman & Raiswell, 1981, Raiswell, 1987), de l'Oxfordien (Oxford Clay, Hudson, 1978) et du Kimméridgien (Kimmeridge Clay, Irwin *et al.*, 1980). D'après les descriptions, les nodules paraissent proches des nodules de type 1 du Bassin de Tarfaya. Les caractères géochimiques ont été choisis comme principaux éléments de comparaison de ces nodules avec ceux du Bassin de Tarfaya. Les résultats indiquent une certaine similitude de la signature isotopique avec les nodules du Bassin de Tarfaya. En effet les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$ sont négatives et montrent un gradient isotopique horizontal similaire à celui observé dans les nodules du Bassin de Tarfaya. Ces valeurs sont en moyenne de l'ordre de (-10‰) pour le $\delta^{13}\text{C}$ et (-5‰) pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Fig III.23 et 24). Ceci résulte probablement d'une précipitation initiale dans la zone de sulfato-réduction suivie d'une précipitation limitée dans la zone de méthanogenèse montrant ainsi le rôle fondamental joué par la matière organique dans la fabrication de ces nodules. Cela n'exclue pas la présence de carbonates qui pourraient provenir de l'eau de mer et/ou de la dissolution des tests d'organismes.

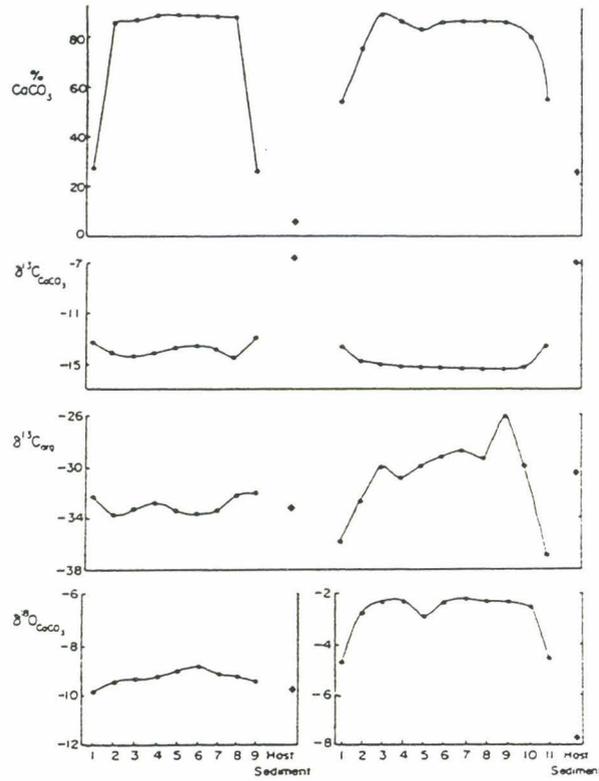


Figure III.23 : Variations minéralogiques et isotopiques dans deux nodules du Lias supérieur UA et UB et leur sédiment encaissant (d'après Coleman & Raiswell, 1981).

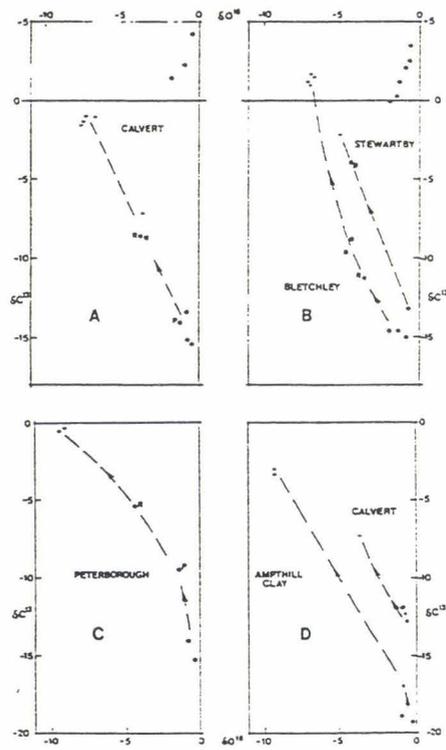


Figure III.24 : Évolution diagénétique des rapport isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des concrétions de l'Oxford et Amphyll Clays. A, B, C et D sont les principales concrétions étudiées.

III-6 : CONCLUSIONS

D'après les observations et les analyses exposées ci-dessus, nous pouvons dégager quelques éléments d'interprétation et décrire les différentes étapes de la formation des nodules.

1) dépôt lent de sédiments riches en matière organique et en fossiles; à l'interface eau/sédiments : oxydation de la matière organique par activité bactérienne, le pH diminue, les test carbonatés sont dissous;

2) enfouissement ralenti : phase de réduction des sulfates à quelques cm sous l'interface eau/sédiment;

3) passage dans la zone d'oxydation anaérobie du méthane (bactérie) : la réduction fait remonter le pH du milieu entraînant la sursaturation des carbonates et rapidement le point de précipitation.

Les lieux privilégiés de précipitation des carbonates continuent de fonctionner tant que l'enfouissement reste lent. Par conséquent, plus les nodules sont gros (ou coalescent), plus le ralentissement (ou l'arrêt) de la sédimentation devait être marqué.

Les tempestites bioclastiques intercalées épisodiquement dans les marnes noires contribuent à un enfouissement brutal qui stoppe le développement des nodules sous-jacents.

A certains niveaux (AFD 1,7 m; AFD 4,3 m et AFD 9,3 m) des nodules de type 2 se sont formés sur l'emplacement des tempestites bioclastiques. Leur consolidation, bien qu'assez fruste, indique un début de diagenèse carbonatée induite par un retour à la sédimentation lente.

Les emplacements des nodules de type 1 et de type 2 pourraient être initiés par des lieux privilégiés d'accumulation d'organismes en putréfaction. La disparition progressive des nodules vers le haut de la coupe de l'Oued d'Amma Fatma serait liée à la progradation des tempestites qui entraîne une augmentation du taux de sédimentation.

L'ensemble des résultats montrent que les nodules de type 1 ont une origine diagénétique, liée à la biodégradation de la matière organique par les bactéries et à la précipitation précoce des carbonates conduisant ainsi à un durcissement localisé permettant la préservation du message sédimentaire original. Ils marquent un ralentissement ou un arrêt de sédimentation. Les nodules de type 2 sont clairement liés à la mise en place de niveaux de tempêtes.

**CHAPITRE : IV - MINÉRALOGIE DES
ARGILES ET CARACTÉRISATION
GÉOCHIMIQUE DE LA MATIÈRE
ORGANIQUE**

CHAPITRE : IV - MINÉRALOGIE DES ARGILES ET CARACTÉRISATION GÉOCHIMIQUE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE

Les résultats de la minéralogie des argiles et de l'étude de la matière organique seront présentés conjointement, suivant l'ordre stratigraphique, dans la mesure où les mêmes échantillons ont été étudiés et que des relations existent entre le contenu minéral et organique.

IV-1 - PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

IV-1-1 : Coupe de l'Oued Chebeika

Les cortèges argileux identifiés sur 33 échantillons sont peu variés. Ils sont constitués principalement de chlorite (5% à 15%), d'illite (20% à 60%), d'interstratifiés illite/smectite (5% à 40%) et de kaolinite (10% à 25%; Fig. IV.1). Les smectites (60%) apparaissent uniquement dans deux échantillons situés vers le milieu de la coupe. Le calcul du "saddle index" montrent qu'elles contiennent environ 50% de feuillettes smectitiques.

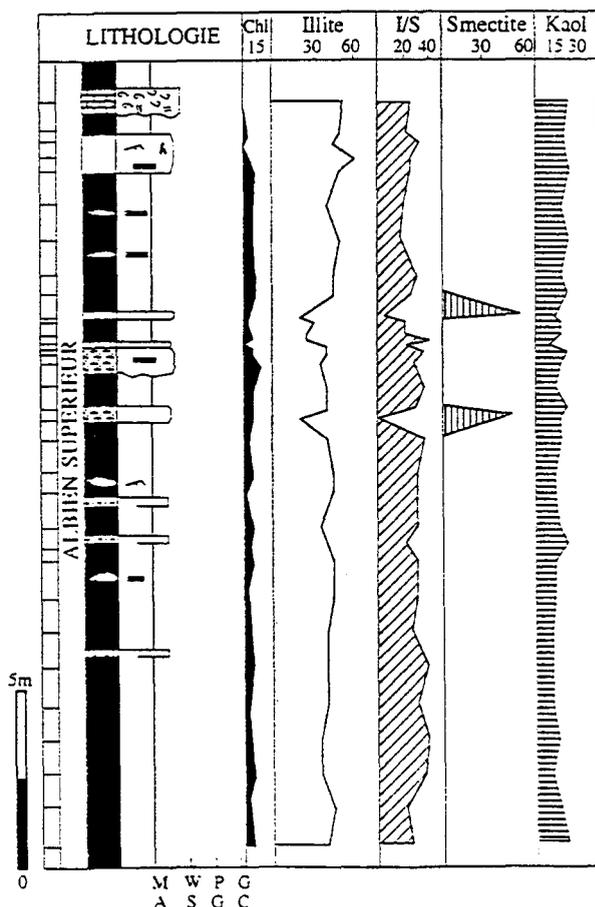


Figure VI.1 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued Chebeika.

IV-1-2 : Coupe de Tassegdelt-Ouest

Les cortèges argileux identifiés sont principalement constitués d'illite (30% à 60%), d'interstratifiés illite/smectite (15% à 40%), de kaolinite (15% à 25%) et de chlorite (5% à 15%; Fig. IV.2). Ils sont très proches de ceux de l'Oued Chebeika mais paraissent plus variables d'un niveau stratigraphique à l'autre (Fig. IV.2). En particulier, on observe la présence d'un intervalle riche en smectites dans le Cénomanién inférieur.

Les analyses de la matière organique ont été effectuées seulement sur 6 échantillons de marnes (Fig. IV.2). Elles montrent un pourcentage très faible en carbone organique total (COT < 0,5%). Les valeurs d'indice d'hydrogène sont faibles (IH < 100 mg HC/g COT) ainsi que les T_{max} ($420 < T_{max} < 428$ °C). Sur un diagramme IH/ T_{max} , les échantillons se localisent dans la lignée de type III, ce qui signifie que la matière organique a une origine continentale (Fig. IV.3).

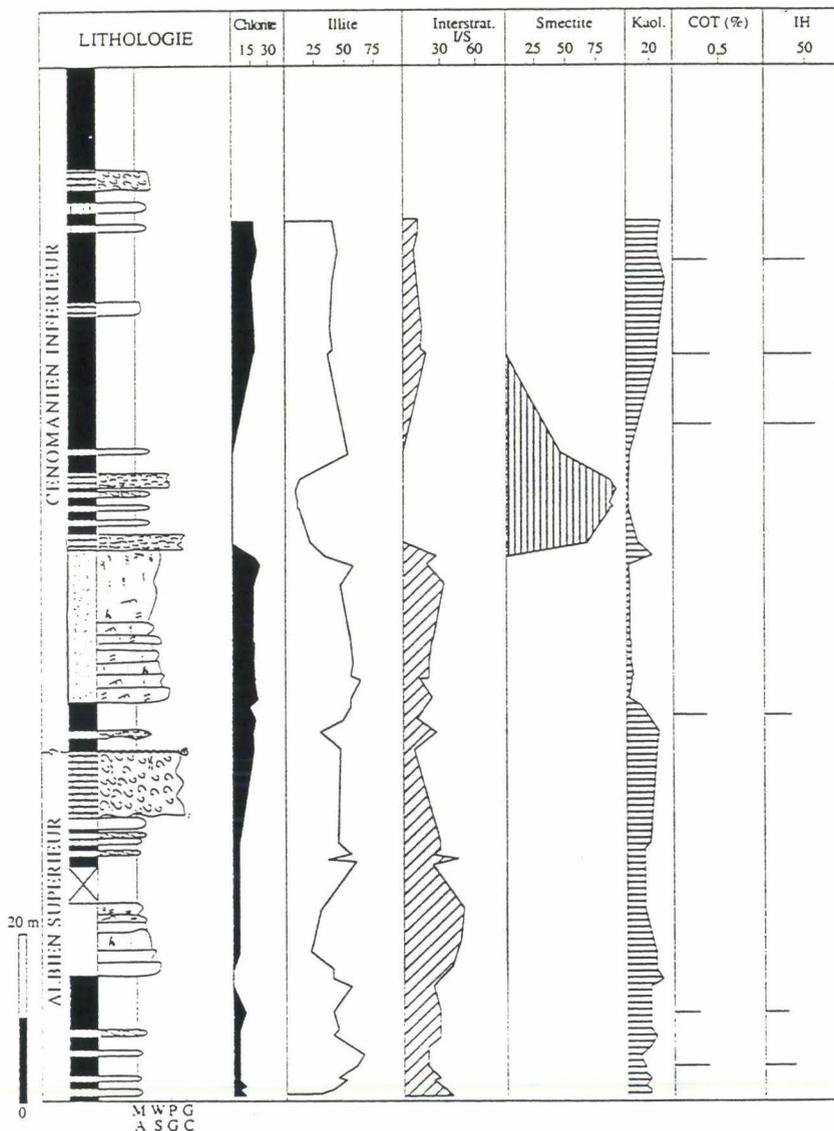


Figure IV.2 : Minéralogie des argiles de la coupe de Tassegdelt Ouest.

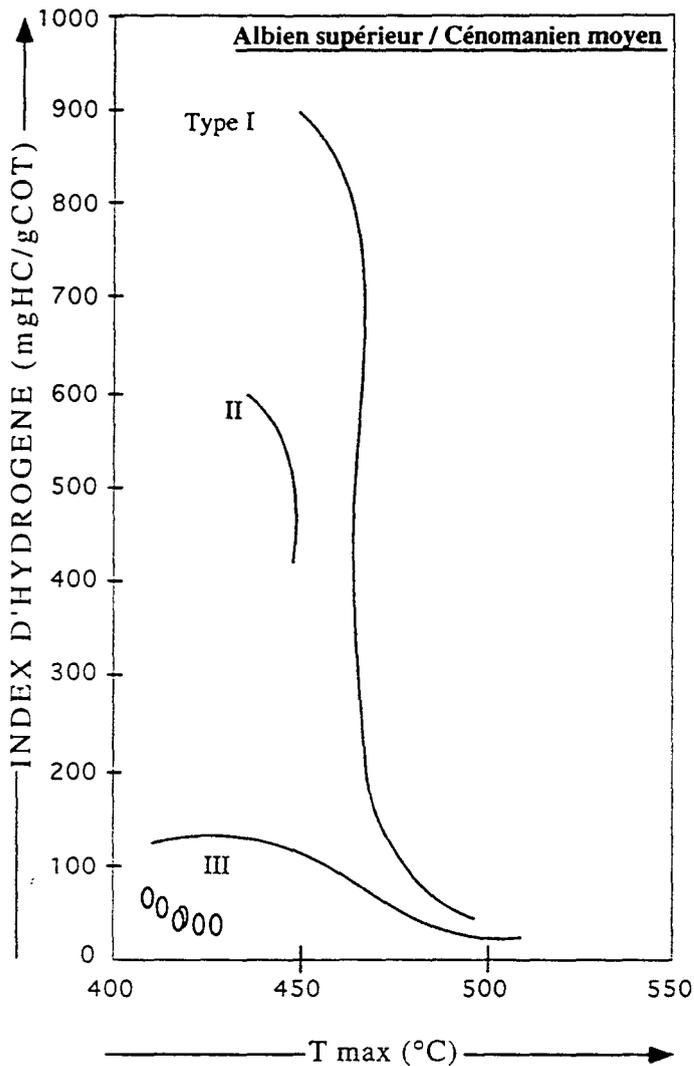


Figure IV.3 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de Tassegdelt Ouest dans un diagramme IH-T_{max}

IV-1-3 : Coupe de Tassegdelt-Est

Seuls 13 échantillons ont fait l'objet d'une étude de leur fraction argileuse. Celle-ci varie fortement d'un échantillon à l'autre. La présence de palygorskite abondante (Planche) au voisinage du passage Cénomanién/Turonien constitue le fait majeur rencontré sur cette coupe (Fig. IV.4).

IV-1-4 : Coupe de la Carrière de la Sebkha Tazra

Le cortège argileux des "schistes bitumineux" du Cénomanién supérieur comprend de l'illite et de la kaolinite. A la base de la coupe, les proportions relatives de ces deux minéraux fluctuent fortement alors que vers le haut le cortège argileux est stable. Les teneurs en CaCO₃ élevées peuvent atteindre 80% (Fig. IV.5).

Les sédiments présentent un enrichissement important en matière organique. Les teneurs en COT varient entre 2 et 16% et les IH atteignent 750 mg d'HC/g de COT ce qui correspond essentiellement à une matière organique d'origine marine planctonique (type II; Fig. IV.6). Les T_{max} sont faibles et dépassent rarement 415°C.

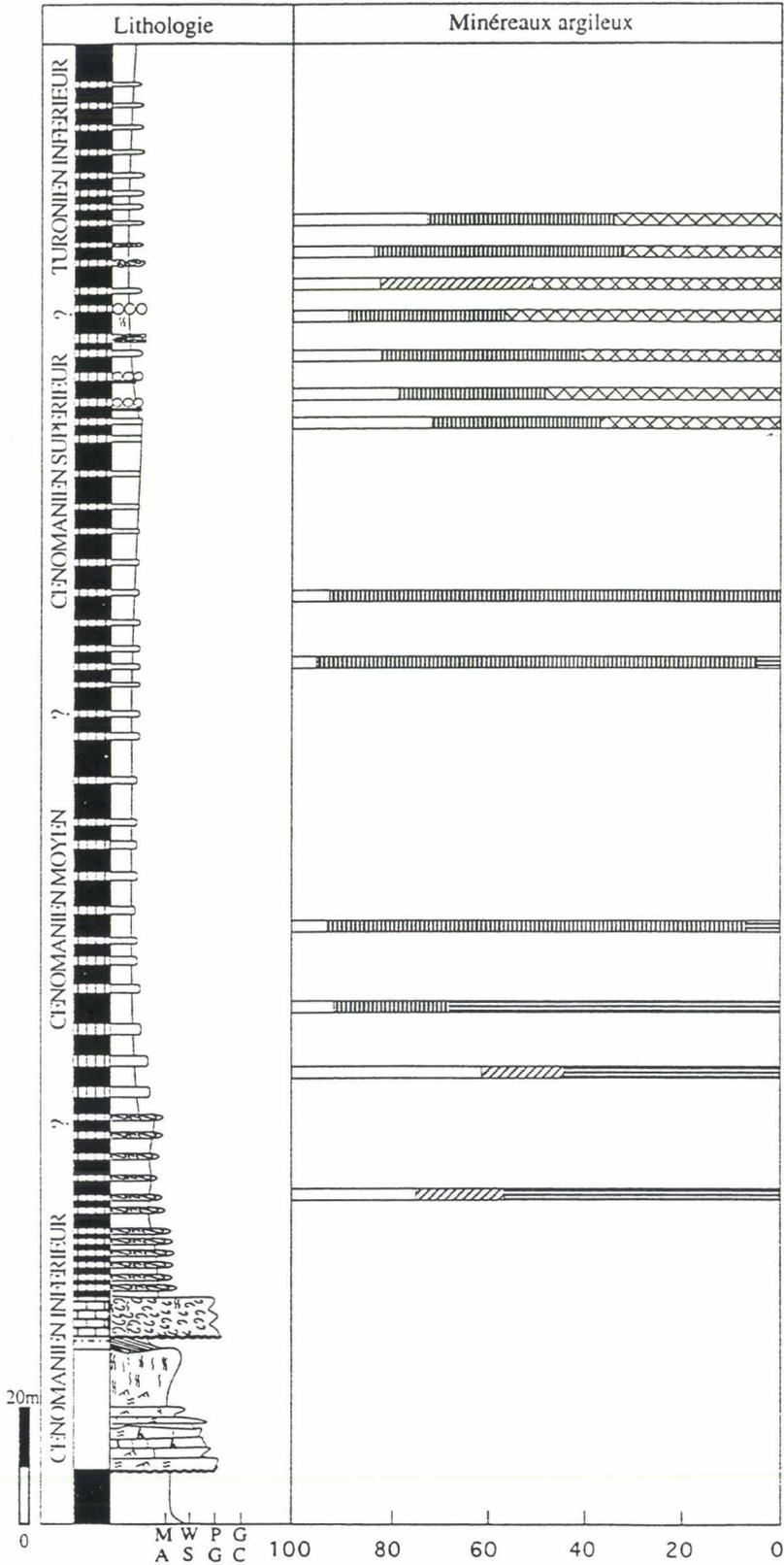


Figure IV.4 : Minéralogie des argiles de la coupe de Tassegdelt Est.

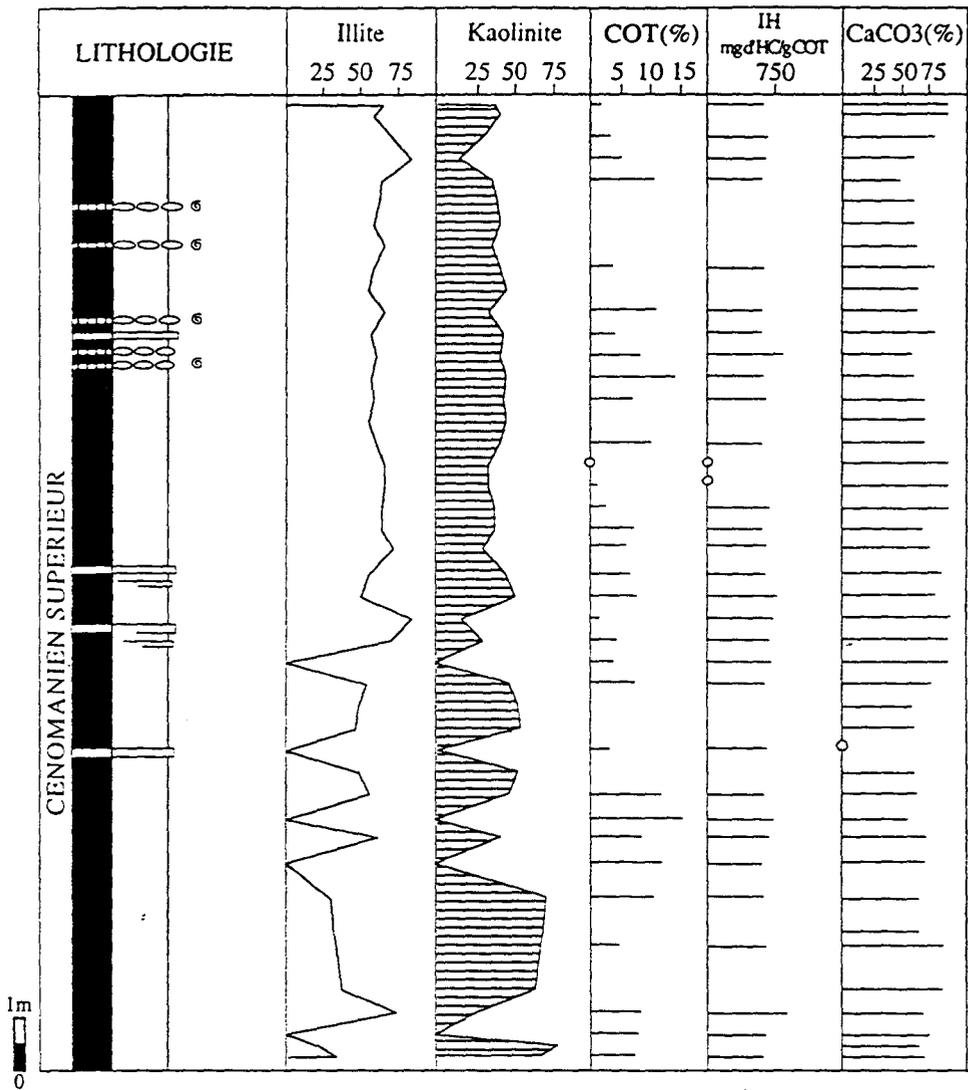


Figure IV.5 : Minéralogie des argiles de la coupe de la Carrière de la Sebka Tazra.

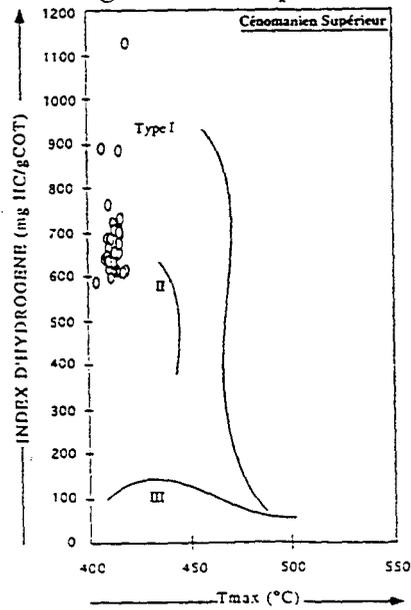


Figure IV.6 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de la Carrière de la Sebka Tazra dans un diagramme IH-T_{max}.

IV-1-5 : Coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar

Les proportions de smectite augmentent fortement (80%) par rapport à la base de la série. L'illite présente des pourcentages qui varient entre 30% et 60%. La différence majeure entre les deux coupes concerne les proportions de kaolinite. Sur la coupe de l'Oued Amma Fatma ce minéral n'est présent qu'en faible quantité alors que sur la coupe de l'Oued El Ouâar les pourcentages augmentent progressivement vers le sommet pour atteindre environ 50% (Fig. IV.7 et 8). De même, le calcul des rapports d'intensités de pics montre une diminution des rapports Illite/Kaolinite et Smectite/Kaolinite vers le sommet (Fig. IV.7 et 8).

Les sédiments d'âge Turonien inférieur sont riches en matière organique. Les teneurs en COT peuvent atteindre 8%. L'indice d'hydrogène présente des valeurs élevées ($400 < IH < 850$ mg d'HC/ g COT) qui correspondent à une matière organique de type II (Fig. IV.9). Le T_{max} est compris entre 410°C et 420°C .

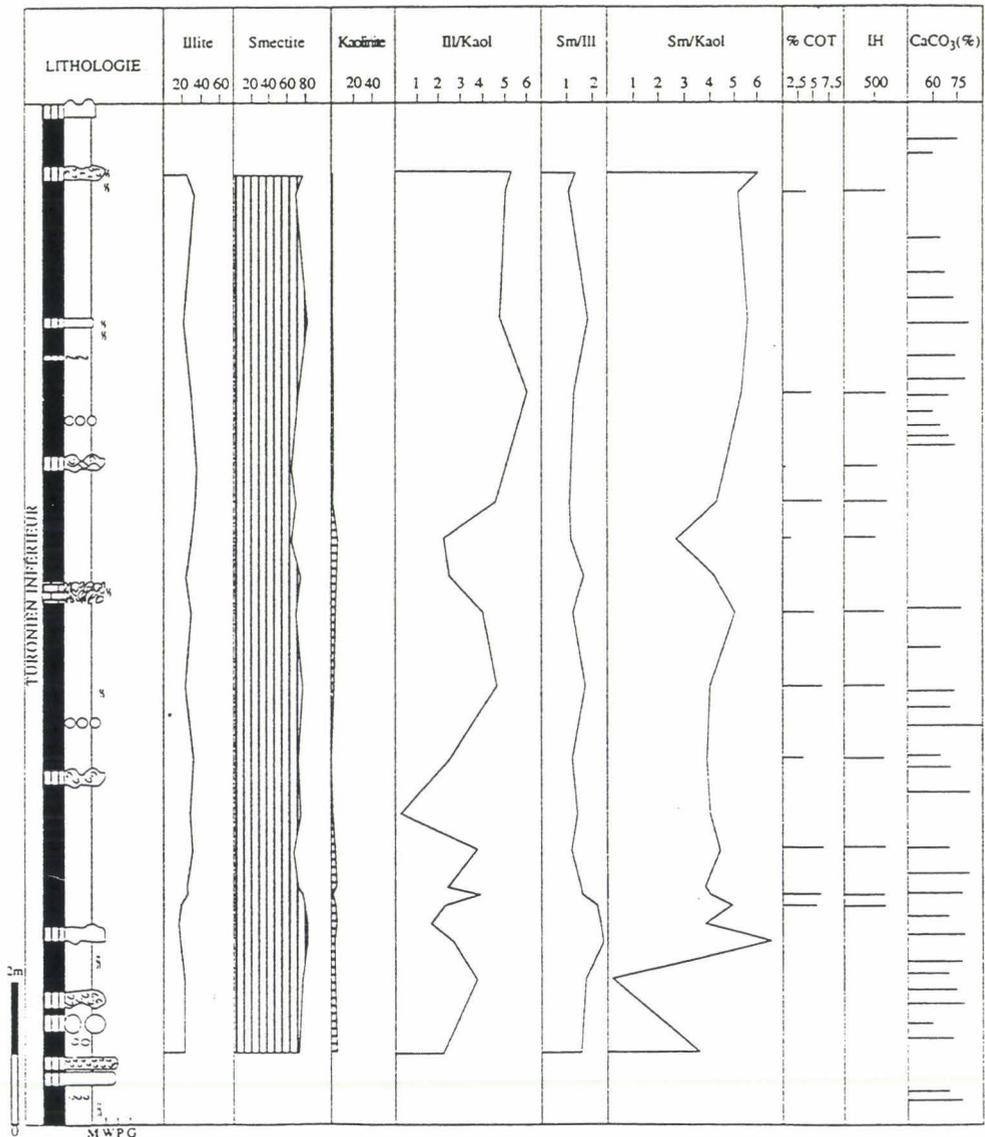


Figure IV.7 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

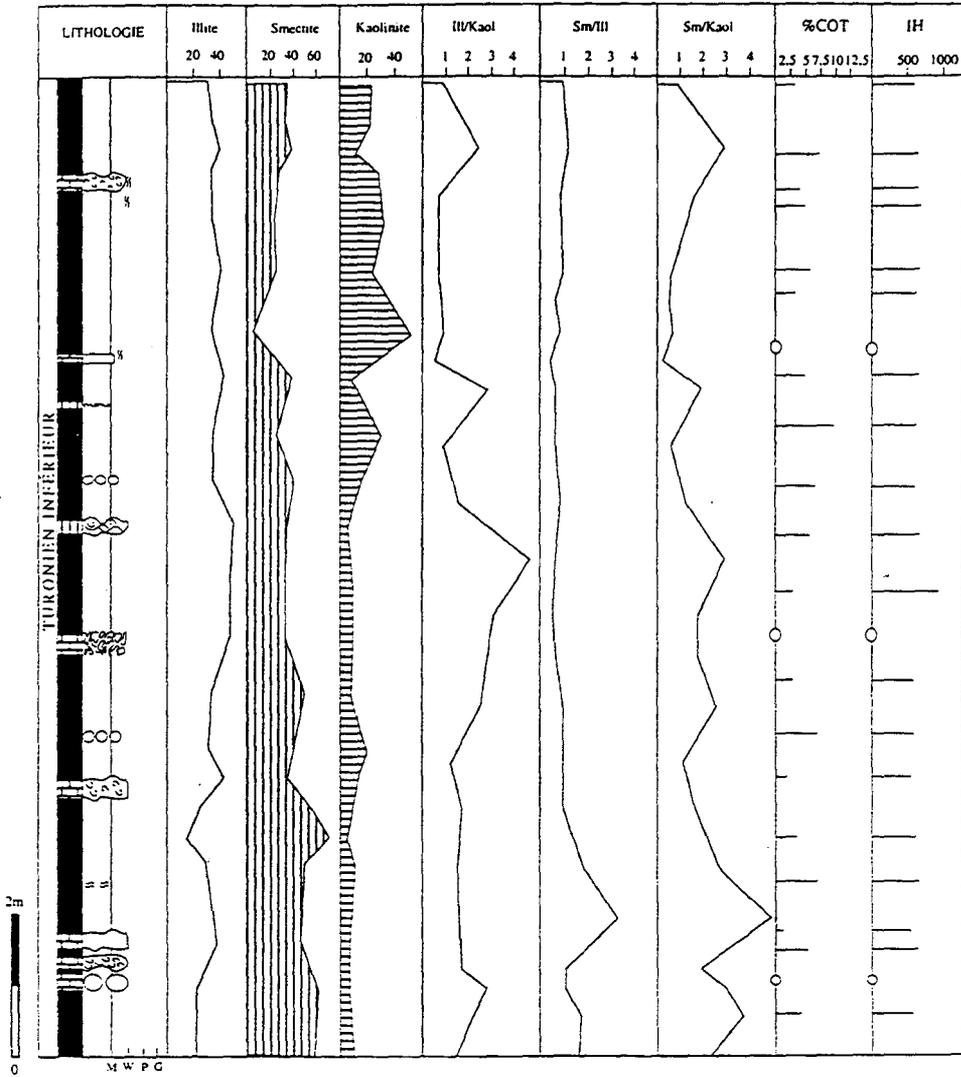


Figure IV.8 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued El Ouâar.

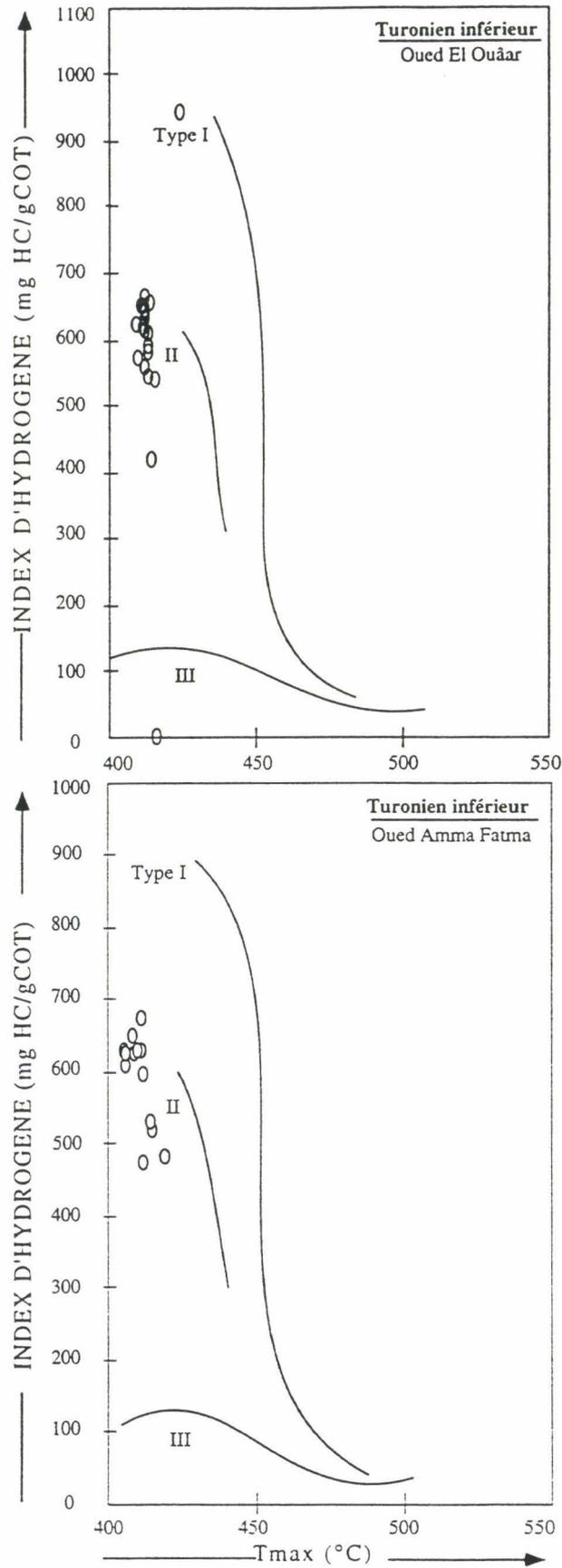


Figure IV.9 : Caractérisation de la matière organique des coupe des Oueds Amma Fatma et El Ouâar dans un diagramme IH-T_{max}.

IV-1-6 : Coupe de l'Oued El Amra

Les assemblages argileux comprennent l'illite (5% à 55%), les interstratifiés illite/smectite (15% à 45%), la smectite (10% à 85%) et la kaolinite (5% à 65%). On observe de fortes variations des proportions relatives de ces minéraux argileux. Schématiquement, la base et le sommet de la coupe présentent de fortes proportions de smectites alors que la partie centrale est enrichie en kaolinite et en interstratifiés illite/smectite (Fig. IV.10). Les diffractogrammes relatifs à ces échantillons montrent des réflexions (001) bien individualisées de l'illite et de la kaolinite (Fig. IV.11). L'analyse thermique différentielle (ATD) montre que les smectites d'âge Turonien inférieur sont dioctaédriques (Fig. IV.12). La courbe d'ATD présente, en effet, un pic endothermique correspondant à la déshydroxylation entre 500 et 600°C caractéristique des beidellites alumino-ferrifères.

En ce qui concerne la matière organique, il semble que seuls les sédiments du Turonien inférieur présentent des teneurs élevées en COT voisines de celles enregistrées sur les coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar. La matière organique est d'origine marine planctonique avec des IH atteignant 800 mg HC/g COT (Fig. IV.13). Les sédiments pauvres en matière organique du sommet de la coupe présente une matière organique probablement altérée.

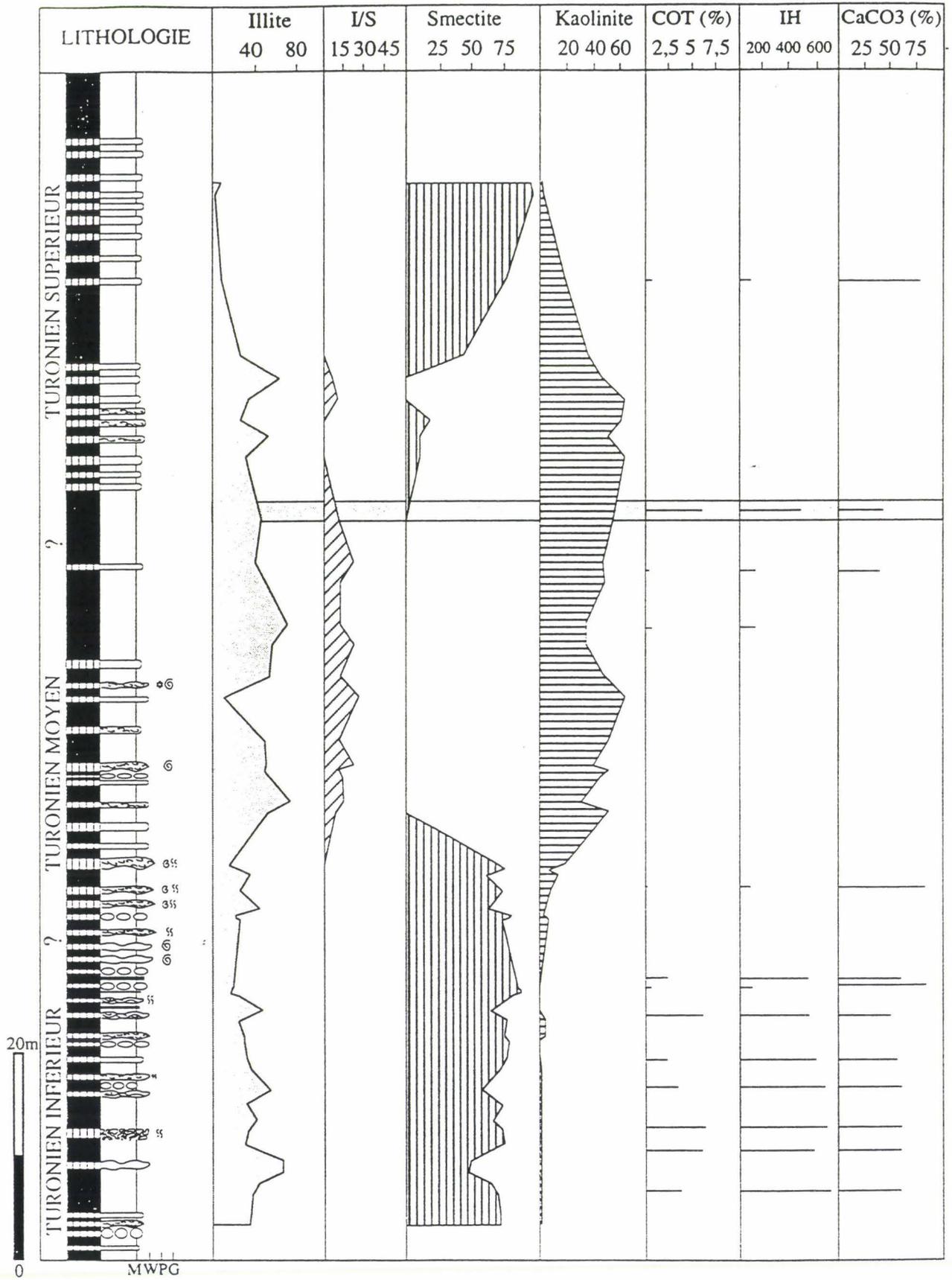


Figure IV.10 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued El Amra.

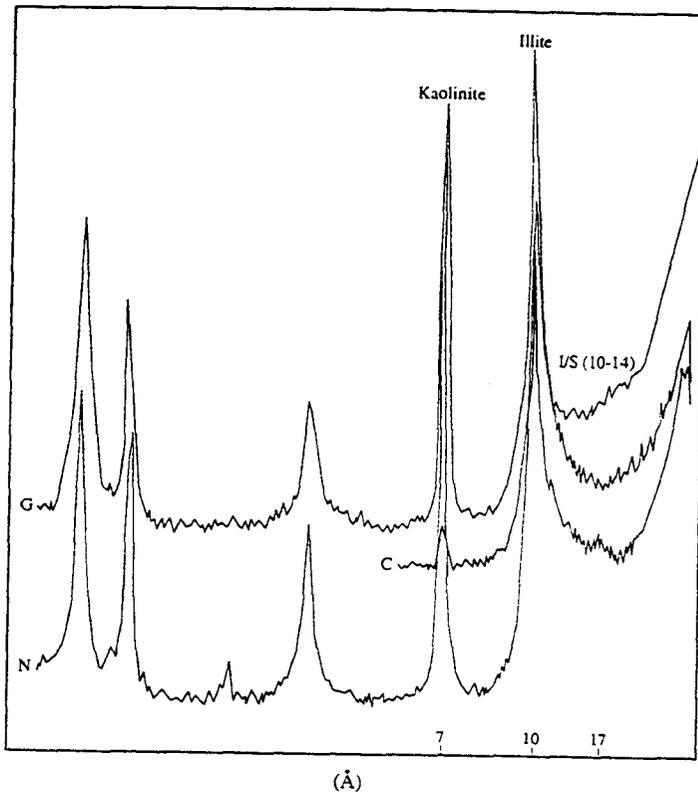


Figure IV.11 : Diffractogramme de rayon X d'échantillons représentatifs de la zone riche en illite et en kaolinite.

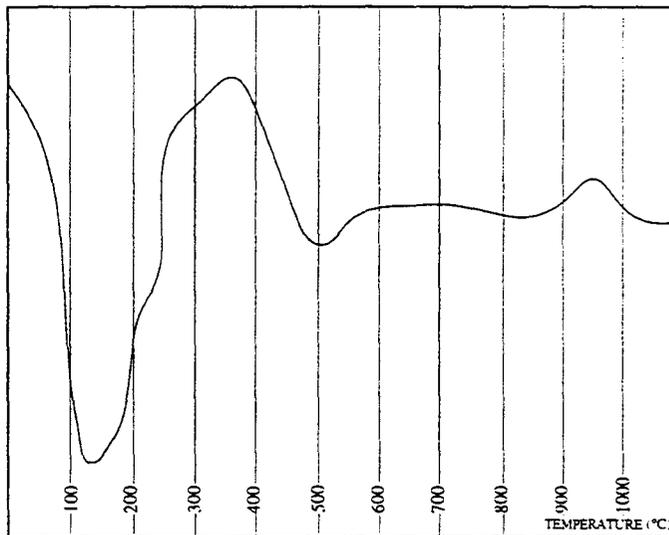


Figure IV.12 : Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite turonienne.

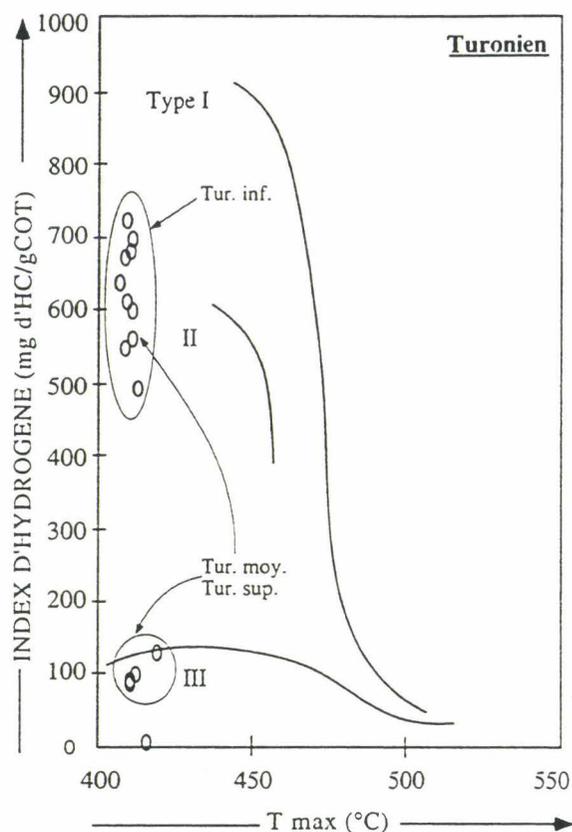


Figure IV.13 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de l'Oued El Amra dans un diagramme IH- T_{max}

IV-1-7 : Coupe d'Akhfènir

Sur cette coupe, on retrouve les mêmes minéraux argileux, avec des proportions très variables selon le niveau stratigraphique. Dans la partie basale de la coupe, les smectites sont absentes. Les cortèges argileux sont dominés par la kaolinite (60%), l'illite et les interstratifiés irréguliers illite/smectite dans des proportions moindres. Vers le haut, les proportions de smectites augmentent pour atteindre 80% (Fig. IV.14). Les diffractogrammes relatifs à ces échantillons montrent des réflexions (001) bien individualisées de smectite et de l'illite (Fig. IV.15). La courbe d'analyse thermique différentielle montre qu'il s'agit de smectites dioctaédriques de type beidellite (Al, Fe), proches de celles du Turonien inférieur. Notons l'existence d'un niveau du Coniacien supérieur, dépourvu de smectite mais contenant de fortes proportions d'interstratifiés irréguliers illite/smectite.

Les teneurs en matière organique sont généralement faibles sauf dans trois échantillons qui présentent précisément un enrichissement en interstratifiés illite/smectite au dépens des smectites. Dans l'intervalle Coniacien-Santonien, les niveaux riches en matière organique présentent une forte diminution des proportions de smectite. Ces niveaux présentent un pourcentage en COT qui peut atteindre 4% avec des valeurs d'IH variant entre 200 et 520 mg

d'HC / g de COT ce qui correspond à la lignée marine planctonique (type II; Fig. IV.16). Les valeurs de T_{\max} sont faibles et ne dépassent pas 420°C.

IV-1-8 : Coupe de la Sebkhah Tah

Les assemblages argileux, dont un diffractogramme représentatif est présenté sur la figure IV.19, sont dominés par l'illite (55%) et les interstratifiés illite/smectite (25% à 30%) auxquels s'ajoutent des proportions moindres de kaolinite (5% à 10%; Fig. IV.17).

La reprise de la sédimentation organique est matérialisée par des teneurs en COT importantes qui peuvent atteindre 4% (Fig. IV.17). Les valeurs de IH sont élevées ($450 < IH < 542$ mg HC / g COT) et indiquent une matière organique d'origine marine planctonique. Les T_{\max} sont voisins de 425°C (Fig. IV.18). Les pourcentages en CaCO_3 élevés peuvent atteindre 80%.

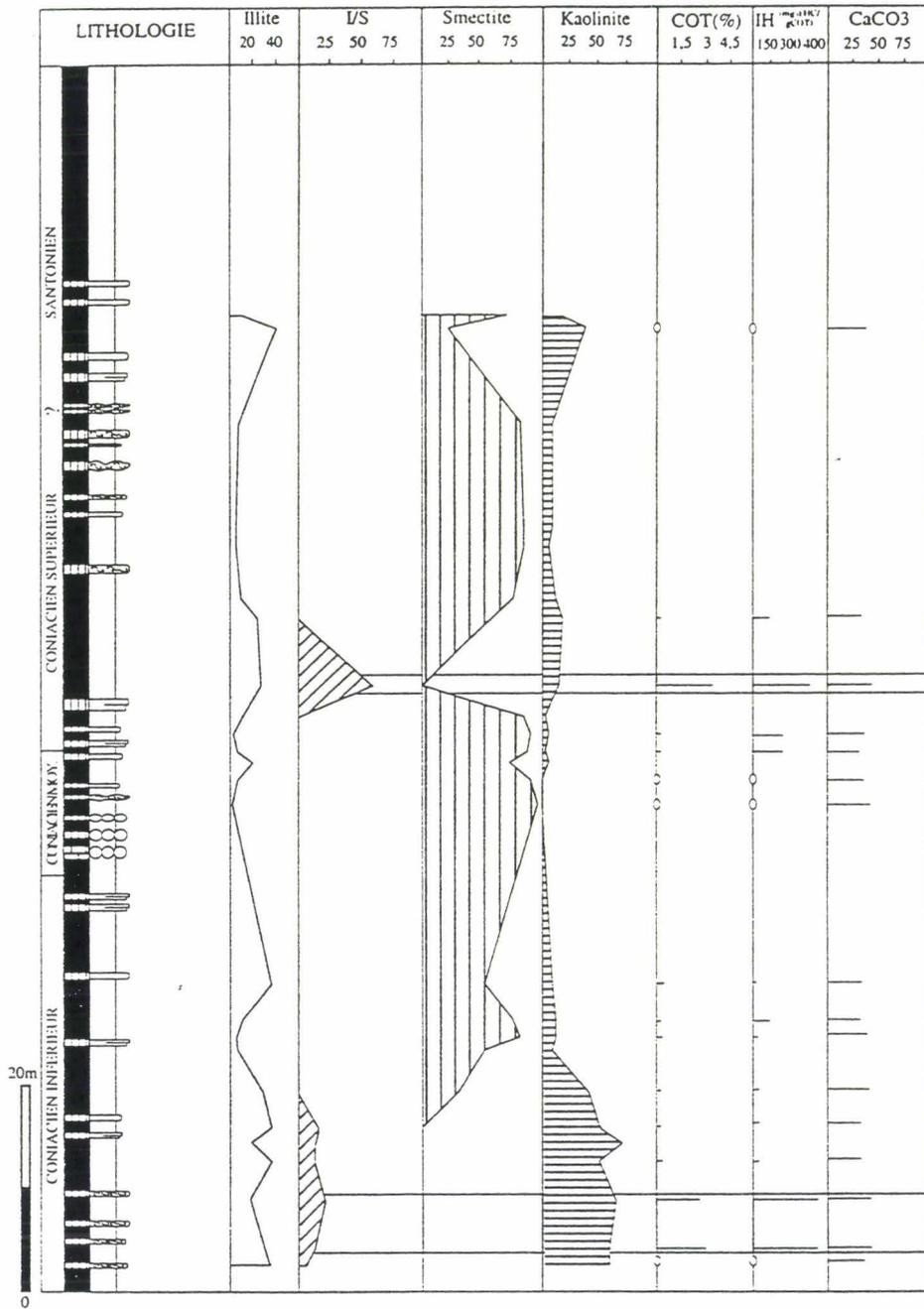


Figure IV.14 : Minéralogie des argiles de la coupe d'Akhfênir

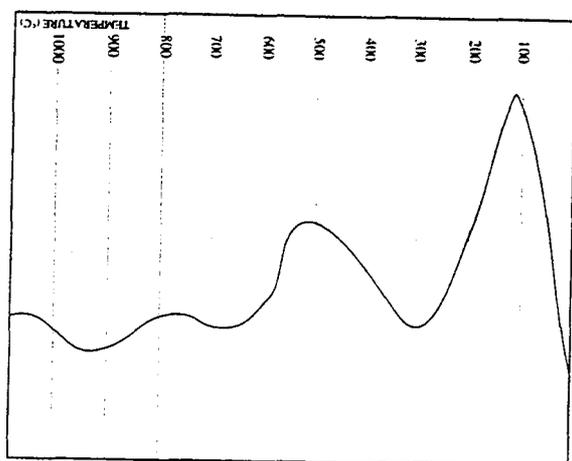


Figure IV.15 : Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite santonienne.

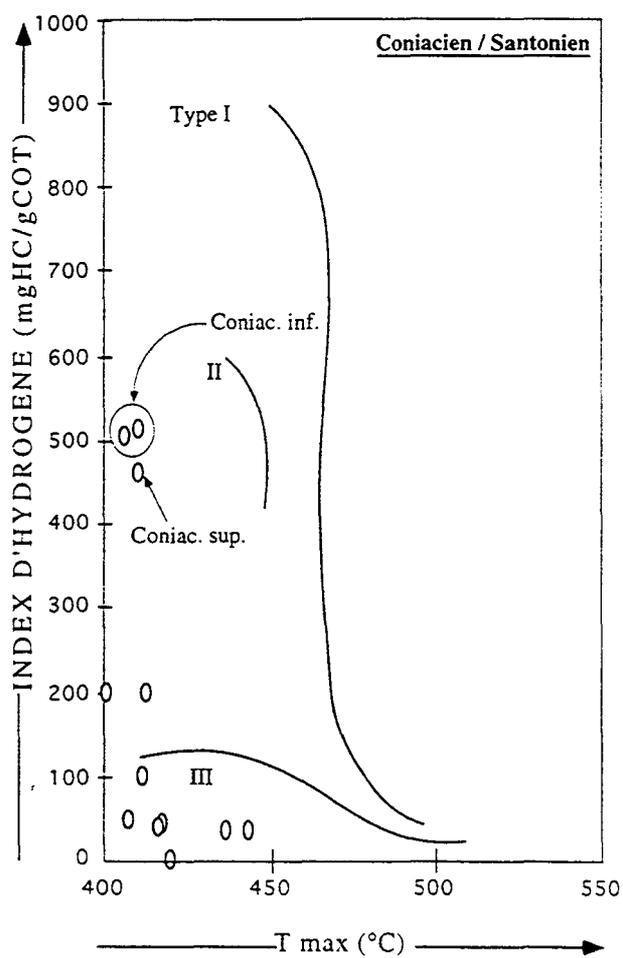


Figure IV.16 : Caractérisation de la matière organique de la coupe d'Akhfênir dans un diagramme IH-T_{max}.

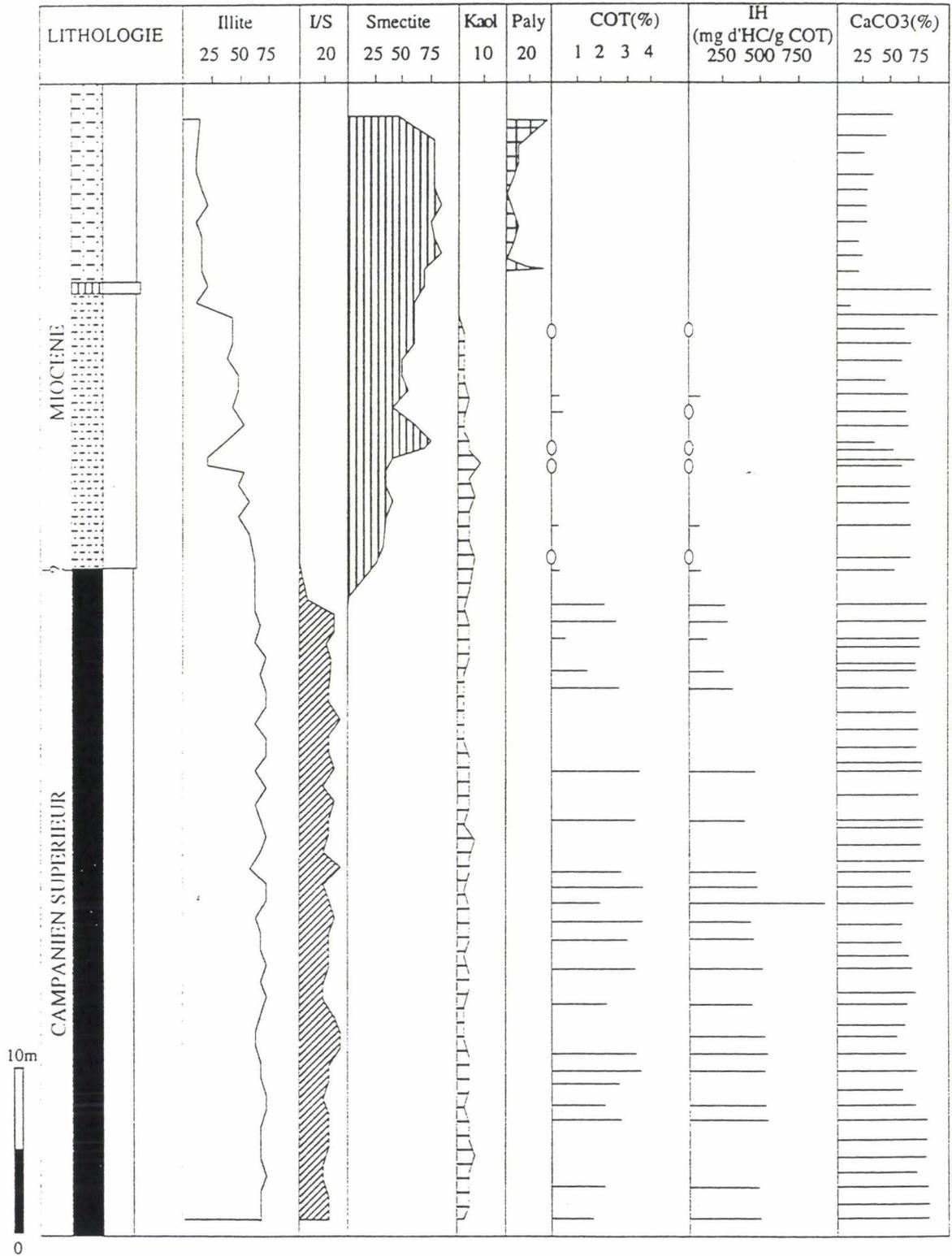


Figure IV 17 : Minéralogie des argiles de la coupe de la Sebkha Tah.

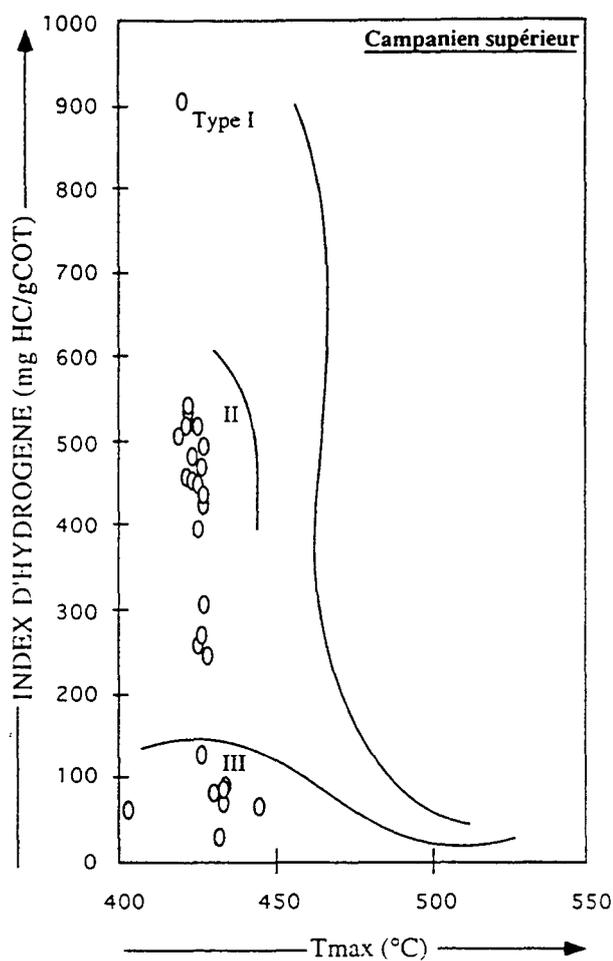


Figure IV.18 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de la Sebkha Tah dans un diagramme IH-T_{max}.

IV-1-9 : Conclusion

Les assemblages argileux de la série du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya sont constitués principalement d'illite, de kaolinite, et de minéraux smectitiques comprenant des smectites et des interstratifiés illite/smectite. A ces espèces minérales s'ajoutent des proportions moindres de chlorite en particulier à l'Albien supérieur-Cénomaniens. On note également la présence occasionnelle de palygorskite au voisinage du passage Cénomaniens-Turonien.

Au regard de ces résultats minéralogiques, la série du Crétacé supérieur peut être subdivisée en deux épisodes (Fig. IV.19) comme cela avait été le cas sur la base de données faciologiques (cf. chapitre I).

- **Épisode I** : Albien supérieur-Cénomaniens caractérisé par la dominance des minéraux primaires et par la présence d'une matière organique d'origine continentale (Fig. IV.20).

- **Épisode II** : Cénomaniens supérieur-Campanien caractérisé par l'abondance des minéraux smectitiques et par la présence d'une matière organique essentiellement d'origine marine planctonique (Fig. IV.20).

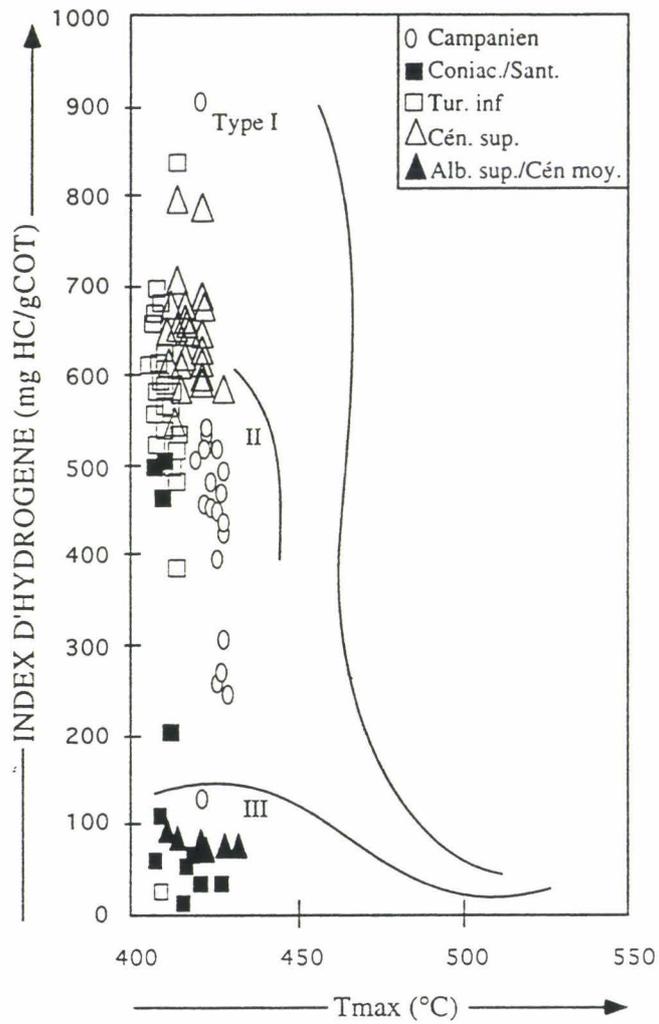


Figure IV.19 : Caractérisation de la matière organique de l'ensemble de la série du Crétacé supérieur dans un diagramme IH-T_{max}.

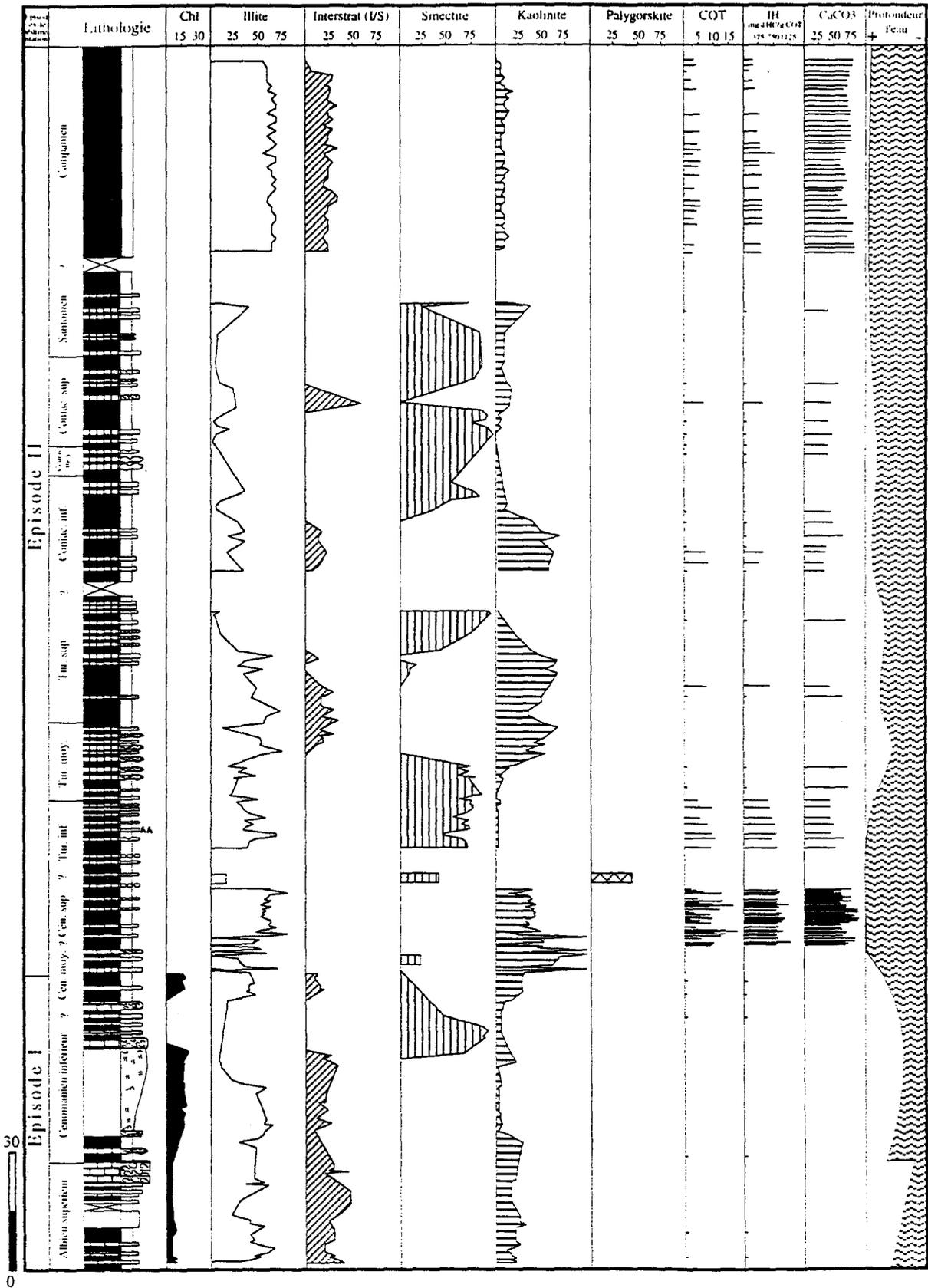


Figure IV.20 : Minéralogie des argiles et données de la matière organique de l'ensemble de la série du Crétacé supérieur.

IV-2 - INTERPRÉTATION DES RÉSULTATS ANALYTIQUES

IV-2-1 : Introduction : Rappels sur l'origine des minéraux argileux

Avant de décrire les assemblages argileux identifiés sur l'ensemble de la série stratigraphique du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya, la description succincte des différents processus susceptibles d'agir sur la composition d'un sédiment argileux paraît nécessaire : héritage, transformation, néoformation syn- ou post-sédimentaire.

* Héritage

Les minéraux argileux des sédiments sont dit hérités s'ils ne subissent pas des modifications durant leur transport ou lors de la sédimentation (Millot, 1964). Les minéraux argileux sont alors directement issus du continent, soit par désagrégation mécanique des roches du substratum (minéraux dits primaires, essentiellement illite et chlorite), soit par altération chimique (minéraux pédogénétiques). Ces minéraux argileux peuvent être des indicateurs pour les reconstitutions paléogéographiques, courantologiques, climatiques et tectoniques dans le cas où ils ne subissent pas ou peu de transformations post-sédimentaires (Chamley, 1989).

* Transformation

Il s'agit du passage d'un type minéralogique à un autre par changement de la nature et de l'agencement des feuilletés élémentaires. Ces mécanismes sont fréquents dans les sédiments. Ils ont été décrits dans des milieux évaporitiques (Weaver & Beck, 1977) et dans des milieux réducteurs sous l'influence de la matière organique (Sigl *et al.*, 1978, Hansley, 1987, El Albani, 1994).

Price (1976) et Kastner (1981) supposent que les minéraux argileux des sédiments pélagiques ne peuvent subir des transformations que s'ils sont enfouis. Les seules transformations intervenant à l'interface eau/sédiments sont celles observées dans les environnements volcaniques ou hydrothermaux (Chamley, 1989). Elles interviennent fréquemment lors de l'augmentation de la pression et de la température. Elles se produisent au cours de la diagenèse sous l'effet de l'enfouissement (Dunoyer de Segonzac, 1969, Kisch, 1983, Singer & Muller, 1983). Cette diagenèse entraîne la disparition progressive des smectites et de la kaolinite et la formation d'illite, de chlorite et d'interstratifiés.

* Néoformation

Il s'agit de la croissance des minéraux argileux à partir de solutions ioniques. Elles interviennent soit au moment de la sédimentation surtout dans des milieux évaporitiques (Trauth, 1977) soit plus tardivement dans des roches poreuses (Wilson & Pittman, 1977). Les

néoformations des minéraux argileux sont très fréquentes dans les grès. Elles résultent de la circulation des fluides dans ces roches poreuses (Huggett, 1984, Wilson & Pittman, 1977). On les rencontre également dans les marnes dont la porosité est représentée par les loges des tests d'organismes (foraminifères, ostracodes, lamellibranches, Planche 11). Les néoformations dans ce type de faciès sont beaucoup moins fréquentes.

IV-2-2 : Signification des assemblages argileux et de la sédimentation organique

Avant d'aborder l'interprétation des résultats en termes de paléoenvironnements, examinons les transformations post-sédimentaires qui pourraient avoir modifié le message sédimentaire originel.

IV-2-2-1 : Influences diagénétiques

Les modifications diagénétiques subies par les cortèges argileux semblent essentiellement liées aux faciès riches en matière organique. On observe que plus les teneurs en COT sont élevées dans les sédiments, plus les interstratifiés I/S sont riches en feuillets d'illite (Fig. IV.21). Ce phénomène particulièrement net sur les coupes de la Carrière de la sebkha Tazra, de l'Oued El Amra, d'Akhfènir et de la sebkha Tah, suggère une transformation des feuillets de smectites en illites contrôlée par la teneur en matière organique des sédiments (Fig. IV.22). Dans les sédiments très riches en matière organique ("schistes bitumineux" du Cénomanién supérieur), la fraction argileuse ne comporte pas d'interstratifiés irréguliers illite/smectite, ce qui suggère une évolution complète des smectites en illite.

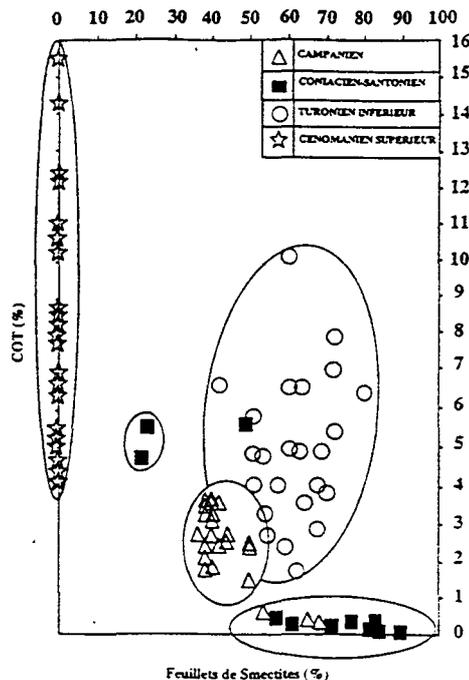
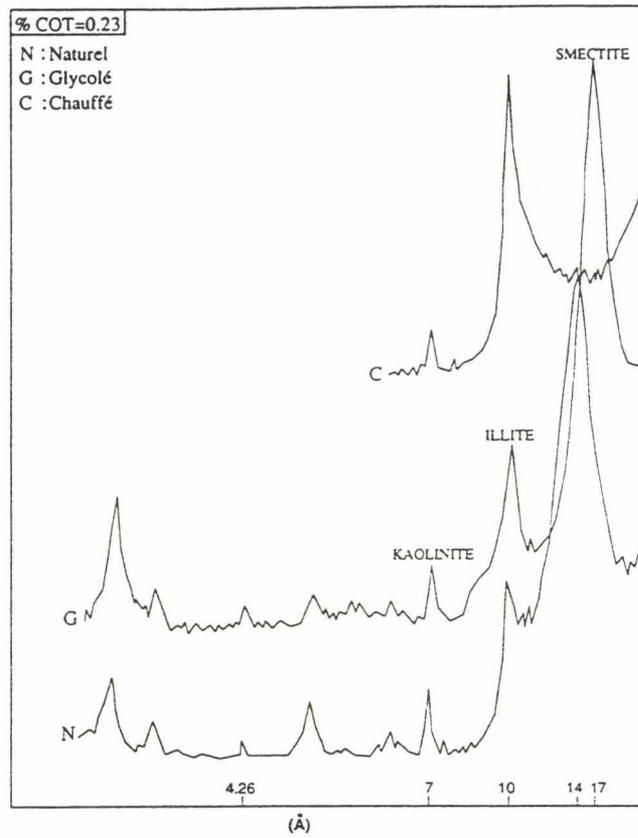


Figure IV.21 : Diagramme représentant le pourcentage des feuillets de smectites dans un interstratifié I/S en fonction du pourcentage du COT.

a)



b)

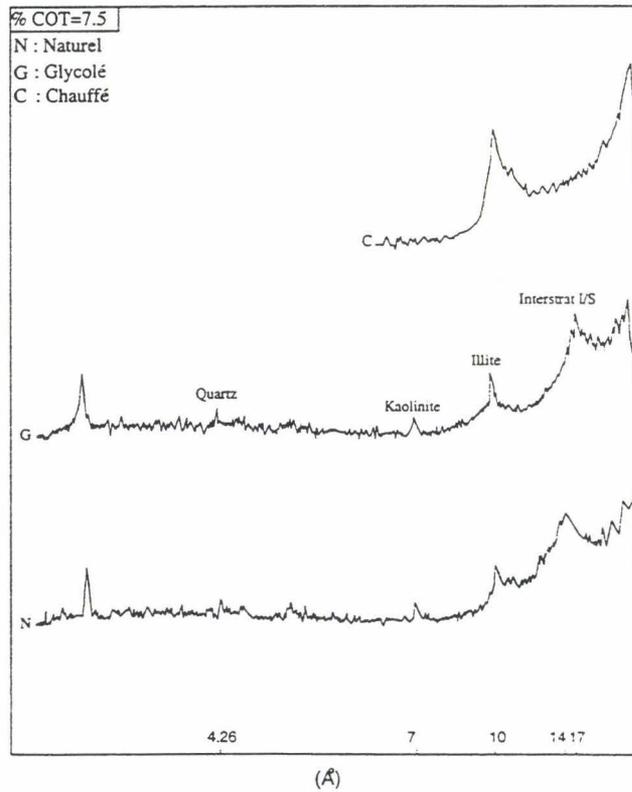


Figure IV.22 : Diffractogramme représentatif d'un échantillon pauvre en matière organique (a), diffractogramme représentatif d'un échantillon riche en matière organique (b).

Les transformations minéralogiques pourraient être liées à la libération d'acides organiques lors de la dégradation de la matière organique adsorbée à la surface des smectites (Hansley, 1987). Cette adsorption se fait préférentiellement sur des smectites qui possèdent des sites hydrophiles capable de fixer les molécules organiques (Lagaly, 1987). Les observations aux MET ont montré le piégeage des smectites par des masses amorphes qui correspondent vraisemblablement à la matière organique (Planche IV 12). La mobilité de certains éléments tels que : Al^{3+} , Si^{4+} , Fe^{2+} , Ca^{2+} et Mg^{2+} est facilitée en présence d'acides organiques (Huang & Keller, 1971, Huang & Keller, 1972, Hansley, 1987) d'autant plus que les acides ont la capacité de complexer l'aluminium et le fer. (Tkac *et al.*, 1994) ont montré grâce à des analyses réalisées en laboratoire (pression et température ambiante) sur des smectites placées en milieu acide, que la silice libérée suite à la dissolution de ces smectites, se retrouve dans le milieu sous forme amorphe. Ces transformations pourraient avoir lieu à l'interface eau/sédiment pendant les stades précoces de la diagenèse (Chamley, 1989).

Dans les sédiments riches en matière organique, cette relation n'est pas systématique. Dans le Turonien inférieur, les smectites dominent par rapport aux autres espèces minérales malgré les pourcentages relativement élevés en COT (El Albani, 1994). A titre d'hypothèse, ceci peut être expliqué par l'abondance des smectites par rapport à la quantité d'acides organiques libérés ce qui aurait permis leur résistance aux processus d'altération par les acides organiques. Dans d'autres séries sédimentaires, les relations entre les minéraux argileux et les teneurs en matière organique sont diverses. Dans les sapropels de Méditerranée, les smectites subissent comme dans notre cas, des transformations en interstratifiés illite/smectite (Sigl *et al.*, 1978). En revanche, de nombreux exemples montre souvent une indépendance totale des teneurs en matière organique et de la minéralogie des argiles. C'est le cas dans le Kimméridgien du Boulonnais (Nord Ouest de la France, El Albani *et al.*, 1993) ou dans les dépôts crétacés de l'Atlantique Sud (Robert *et al.*, 1979).

L'influence de la diagenèse d'enfouissement sur les minéraux argileux paraît négligeable voire absente dans l'ensemble du domaine étudié en raison de l'abondance des smectites et de l'absence d'accroissement progressif vers le bas de la série des proportions d'illite et d'interstratifiés illite/smectite. Par ailleurs, les interstratifiés réguliers n'ont jamais été identifiés. Les données des paramètres de la matière organique confirme que la série sédimentaire n'a pas subi d'élévation importante de la température liée à l'enfouissement ; les valeurs faibles de T_{max} sont en effet situées entre 410°C et 420°C.

IV-2-2-2 : Influence de l'environnement de dépôt

Les caractéristiques des apports silicoclastiques (quartz, feldspaths et minéraux argileux) permettent de distinguer les différentes sources d'alimentation du domaine sédimentaire, les mécanismes de transports (fluvial, éolien...) et les conditions climatiques qui règnent lors

du dépôt (Thiede, 1979, Sarnthein *et al.*, 1982, Stein, 1986, Chamley, 1989, Tiedmann *et al.*, 1989). Les travaux antérieurs ont montré que les proportions et la nature des minéraux argileux sont influencées en particulier par différents facteurs tels que la tectonique, les variations du niveau marin et le climat. Ces deux derniers influencent également la sédimentation et la préservation de la matière organique qui dépendent aussi d'autres facteurs tels que la productivité biologique, l'anoxie du milieu, le taux de sédimentation et la lithologie.

IV-a : Épisode I : Albien supérieur - Cénomanién

A l'Albien et au Cénomanién, l'abondance des minéraux primaires, illite et chlorite (Fig. IV 19) probablement remaniés des roches cristallines de l'Anti-Atlas et des Mauritanides ainsi que de la kaolinite remaniée des sols traduit une érosion active des reliefs. Les illites détritiques de grande taille sont mélangées à des petites particules de kaolinites (Planche IV.12). L'ubiquité de la chlorite, minéral phylliteux plus vulnérable que l'illite à l'hydrolyse traduit l'existence d'un climat chaud et relativement sec (Chamley, 1989), ce qui est en accord avec les données obtenues dans des sédiments contemporains déposés dans d'autres bassins marocains notamment dans le domaine atlasique (Daoudi, 1991; Daoudi et Deconinck 1994; Daoudi *et al.*, 1995) et dans le domaine rifain (Pletsch, 1995). La différence majeure au niveau de la composition minéralogique est la présence de grande quantité de palygorskite dans ces domaines alors qu'à la même époque, ce minéral fibreux est absent dans le bassin de Tarfaya.

La richesse en minéraux primaires et en kaolinite par rapport aux périodes ultérieures peut également résulter d'un niveau marin relativement bas. En effet, de telles conditions eustatiques favorisent une érosion active des domaines continentaux. Par ailleurs, les minéraux primaires et la kaolinite se déposant dans la partie proximale des bassins sédimentaires (Chamley, 1989) les sédiments déposés durant des périodes de bas niveaux marins sont plus riches en chlorite, illite et kaolinite alors que les sédiments déposés durant des périodes de hauts niveaux marins présentent davantage de smectites (Chamley *et al.*, 1990; Deconinck, 1992; Deconinck et Chamley, 1995).

La sédimentation argileuse dominée par les minéraux primaires et la kaolinite est interrompue au Cénomanién inférieur, par une sédimentation largement dominée par les smectites. Cet intervalle smectitique pourrait refléter une élévation brutale du niveau marin, ce qui est suggéré par l'analyse des faciès qui montrent un approfondissement net.

Dans les sédiments de l'Albien supérieur/Cénomanién, la matière organique présente une origine continentale. Ceci s'accorde à la fois avec les faciès indiquant un milieu de sédimentation proximal et avec la richesse en minéraux argileux primaires et en kaolinite.

IV-b : Épisode II : Cénomaniens supérieur-Campanien

Origine de la palygorskite

Les cortèges argileux du passage Cénomano-Turonien (coupe de Tassegdelt Est) sont marqués par la présence de palygorskite. Ce minéral fibreux peut avoir plusieurs origines. Il précipite le plus souvent dans des lacs ou en mer à la périphérie immédiate des continents dans des milieux concentrés chimiquement sous un climat chaud. Il se forme également dans des croûtes calcaires d'origine pédologique sous des climats sub-arides. Par ailleurs, la palygorskite peut se former par altération hydrothermale de matériel volcanique (Callen, 1985) ou encore par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (Karpoff *et al.*, 1989, Callen, 1981, Chamley, 1989, Weaver, 1989). L'origine de ce minéral dans les sédiments océaniques a fait l'objet de beaucoup de débats (Callen, 1981, Accarie & Deconinck, 1989, Chamley, 1989, Deconinck 1992, Thiry & Jacquin, 1993).

D'après ces auteurs, deux origines sont envisageables : néoformation et détritisme. Wirth (1968) suppose que la palygorskite rencontrée dans les sédiments crétacé du Sénégal occidental est éolienne et provient des régions désertiques. Hartmann *et al.*, (1971) interprète la présence de la palygorskite dans le Golfe persique de la même manière. D'autres auteurs privilégient l'hypothèse de l'origine authigénique de la palygorskite (Church & Velde, 1979, Gibbs *et al.*, 1993). La palygorskite rencontrée dans les sédiments profonds se formerait par précipitation directe sur le fond des océans.

Les observations réalisées au MET montrent que la palygorskite se présente sous forme de "baguettes" le plus souvent dispersées (Planche 11, ph. F, G et H). Son apparition coïncide avec l'épisode de maximum d'élévation du niveau marin enregistré dans la plupart des bassins sédimentaires de la marge nord-ouest africaine à cette époque (von Rad *et al.*, 1982). Cet événement minéralogique est tout à fait comparable à celui observé dans le domaine de bassin du massif de la Maïella en Italie centro-méridionale (Accarie & Deconinck, 1989) où la palygorskite est abondante dans un niveau marneux déposé durant une période d'anoxie. D'après ces auteurs, la palygorskite serait remaniée, à la faveur d'une élévation du niveau marin, des bassins confinés développées sur les plates-formes carbonatées situées immédiatement au Sud du secteur étudié. Toutefois, cette interprétation est nuancée par (Deconinck, 1992) qui n'écarte pas totalement l'hypothèse d'une authigénèse de ce minéral. La formation de palygorskite dans les sédiments marins profonds s'effectue préférentiellement aux dépens d'un minéral précurseur généralement smectitique dans des environnement volcaniques, sous influence à la fois de l'eau de mer et de l'activité hydrothermale (Chamley, 1989). Toutefois, aucun témoin d'influence volcanique ou hydrothermale n'a pu être mis en évidence dans le Bassin de Tarfaya au Crétacé supérieur. Une autre explication serait de considérer que la palygorskite ait pu se développer sur les fonds océaniques concentrés chimiquement en silice et

en magnésium lors d'une période marquée par un faible taux de sédimentation (Deconinck, 1992).

Dans le même intervalle stratigraphique, la palygorskite a été décrite dans des sédiments évaporitiques mais en quantité moindre par Daoudi (1991) dans le Bassin d'Agadir ainsi que par Pletsch (1995) dans le domaine rifain et le Sud de l'Espagne. Plusieurs auteurs ont également mis en évidence la présence de la palygorskite dans différents sites DSDP (367, 368, 369, 370 et 397; Fig. IV.23) sur la marge Nord-Ouest africaine depuis le Crétacé jusqu'au Miocène (Timofeev *et al.*, 1978, Mélières, 1978, Chamley & Giroud d'Argoud, 1979, Chamley & Debrabant, 1984). Ces auteurs privilégient l'origine détritique de ce minéral.

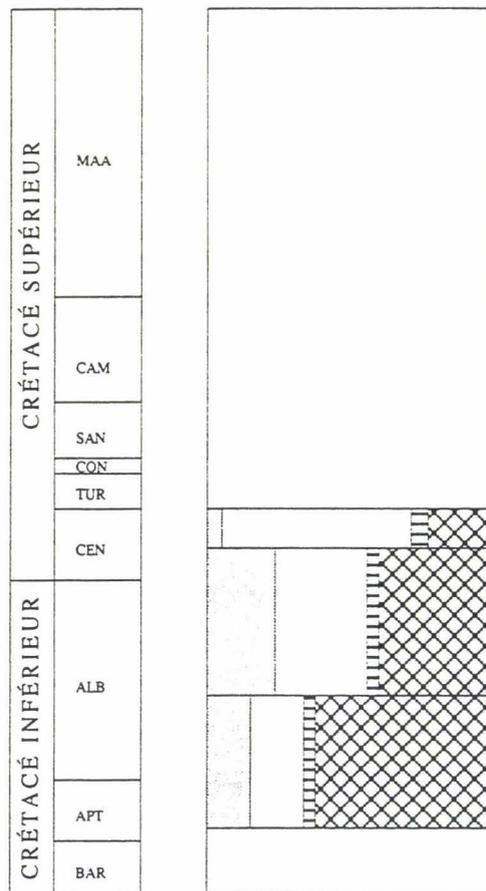


Figure IV.23 : Les assemblages argileux (moyenne) des différents sites DSDP (367, 368, 369, 370 et 397).

Origine de l'illite et de la kaolinite

L'épisode II est également marqué par l'alternance de sédiments riches en minéraux smectitiques et de sédiments riches en illite et kaolinite. Les périodes d'élévation du niveau de la mer induisent l'érosion des parties les plus superficielles des domaines continentaux et en particulier les couvertures pédologiques à smectites favorisant ainsi l'augmentation de leur proportions (Chamley *et al.*, 1990, Deconinck, 1992). Grâce à leur pouvoir de flottabilité, les

smectites ont tendance à se déposer plus au large par rapport aux autres minéraux argileux (sédimentation différentielle). Toutefois cette corrélation n'est vérifiable que lors des fluctuations à long terme du niveau marin (premier et second ordres) (Chamley *et al.*, 1990). Dans le cas du Bassin de Tarfaya, les fluctuations minéralogiques importantes ne paraissent pas uniquement imputables aux variations du niveau marin. De telles fluctuations traduisent plutôt l'alternance de période tectoniquement active et de période de quiescence. Les apports importants d'illite et de kaolinite du Turonien moyen-supérieur, enregistrent vraisemblablement l'épisode tectonique survenant à cette époque dans le domaine atlasique (Emery & Uchupi, 1984). Notons que la chlorite, minéral habituellement associé à l'illite, est peu abondante, probablement en raison de l'existence d'un climat trop hydrolysant conduisant à la dégradation de ce minéral.

Influence de l'authigénèse sur les assemblages argileux

Les coupes des oueds Amma Fatma et El Ouâar, parfaitement corrélées bancs à bancs et assez proche géographiquement (10 km) montrent un cortège minéralogique qualitativement identique, mais la kaolinite est plus abondante dans la coupe de l'Oued El Ouâar (15% en moyenne) que dans celle d'Amma Fatma (5% en moyenne). Cette différence ne peut résulter d'un tri minéralogique dans la mesure où les deux coupes sont très proches. Les observations au MEB des échantillons issus de la coupe de l'Oued El Ouâar (Planche 11) ont montré la présence de kaolinite sous forme de plaquettes empilées les unes sur les autres pour former des structures en "accordéon" développées dans des loges de foraminifères. Ces caractéristiques sont celles de kaolinite authigéniques décrites par plusieurs auteurs en particulier dans des roches poreuses, gréseuses ou dolomitiques (Chamley, 1989, Daoudi, 1991, Wilson & Pittman, 1977). Sur la coupe de l'Oued El Ouâar, la kaolinite a donc pris naissance, *in situ*, à la suite de circulation de fluides riches en Si et Al, la porosité étant ici liée à l'abondance des tests d'organismes calcaires et siliceux.

Sédimentation organique

L'épisode II montre deux enrichissements importants en matière organique localisés au passage Cénomaniens-Turonien et au Campanien (Fig. IV.20). La matière organique est essentiellement de type II, c'est à dire marine planctonique. Un tel enregistrement nécessite la conjonction de plusieurs facteurs tels que la physiographie du bassin, la productivité et un déficit de ventilation.

Entre ces deux périodes d'enrichissement les valeurs de COT et de IH sont très faibles. Les valeurs du $\delta^{13}\text{C}$ très négatives enregistrées dans un nodule carbonaté du Coniacien/Santonien suggèrent que la matière organique était présente lors du dépôt. Cela

signifierait que la matière organique a subi un phénomène d'altération soit au moment de son transport soit lors de son dépôt provoquant ainsi son oxydation. Des analyses plus poussées (optique, analyse élémentaire du kérogène) pourraient expliquer davantage les causes exactes de cette altération.

La présence de matière organique dans les sédiments dépend de la paléoproduktivité et de la préservation. La prédominance de l'un ou de l'autre facteur a fait l'objet de nombreux débats.

Pedersen & Calvert (1990) considèrent que la productivité contrôle directement la présence de la matière organique tandis que Tyson, (1987) invoque essentiellement les processus de préservation. Par ailleurs, Summerhayes (1987) suggère que la préservation de la matière organique est meilleure quand le taux de sédimentation est élevé tandis que Vail *et al.*, (1987), Van Wagoner *et al.*, (1990) ou (Loutit *et al.*, 1988) suggèrent qu'un taux de sédimentation faible réduit l'effet de dilution de la matière organique dans les sédiments.

Une productivité élevée entraîne une consommation importante de l'oxygène ce qui provoque la migration de la zone à minimum d'oxygène (Z.M.O.) vers le haut entraînant la réduction des faunes benthiques (Fahrbach *et al.*, 1981, Guillen & Calienes, 1981, Owens *et al.*, 1991, Packard *et al.*, 1983). Cependant, le niveau d'oxygène sur le fond des océans est non seulement contrôlé par la productivité primaire mais aussi par plusieurs facteurs, tels que le développement de la Z.M.O. (Fig. IV.24), le taux de sédimentation, l'épaisseur de la tranche d'eau, l'intensité des courants et la topographie du fond.

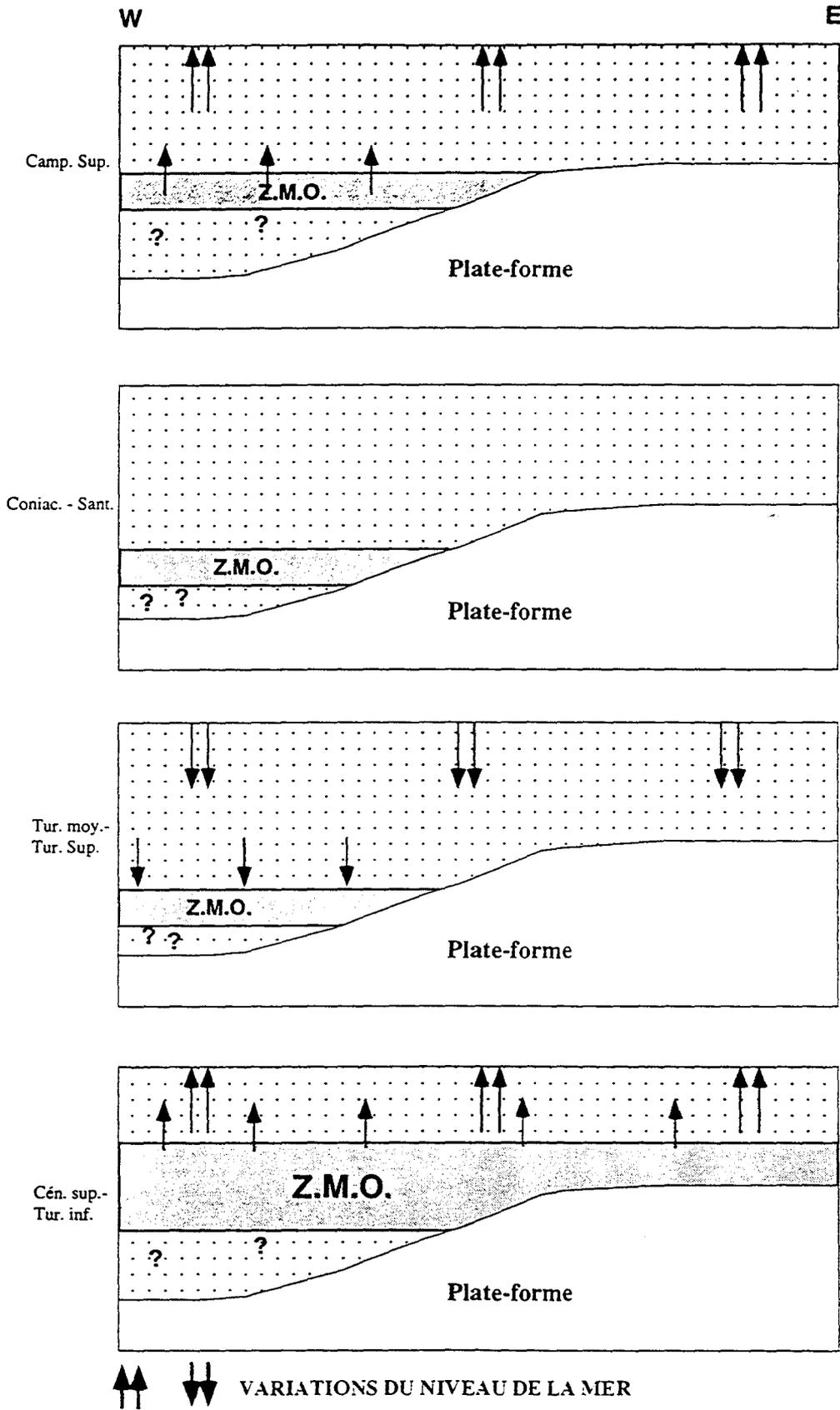


Figure IV.24 : Variations de l'épaisseur de la Z.M.O en fonction des fluctuations du niveau marin.

La relation entre le taux de sédimentation et le carbone organique a été utilisée pour comparer les environnements de dépôts du Crétacé moyen de l'Ouest méditerranéen et les marges atlantiques du Quaternaire (Stein, 1986; Fig. IV.25).

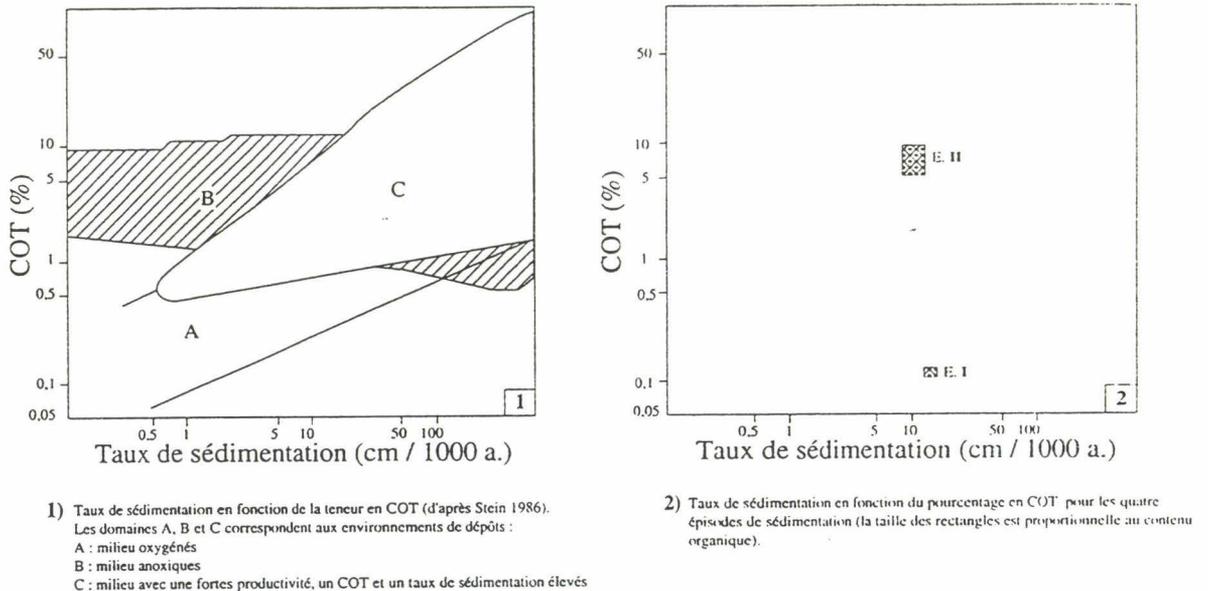


Figure IV.25 : Taux de sédimentation en fonction des teneurs en COT.

La préservation de la matière organique est plus importante sous des conditions anoxiques (Demaison & Moore, 1980, Bralower *et al.*, 1994). Ces derniers suggèrent, à partir de la comparaison du taux d'accumulation du carbone organique marine et du taux de production primaire dans des sédiments récents, que moins de 2% de carbone organique primaire sont préservés dans les sédiments. En ce qui concerne le Bassin de Tarfaya, le taux d'accumulation de la matière organique pendant l'intervalle Cénomaniens supérieur/Turonien inférieur a été calculé en se basant sur les zones de foraminifères (Fig. IV.27). Les détails de la méthode sont décrits dans (Kuhnt *et al.*, 1991). Cette méthode montre que la paléoprodutivité est 50 fois plus élevée que le taux d'accumulation de la matière organique. Ceci permet de suggérer que le milieu était propice au développement d'une telle activité biologique. Des conditions écologique particulières (milieux riches en éléments nutritifs) ont probablement

favorisé cet enrichissement. Ceci pourrait être lié au régime d'upwelling qui a permis la remontée d'eaux froides riches en nutriments. L'abondance et la diversité de la faune (macro- et microfaune) ainsi que la présence d'organismes souvent associés à des environnements à upwelling (diatomées, radiolaires, calcisphères et coccolithes) dans la série du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya et en particulier du Cénomanién supérieur-Campanien permet de corroborer cette hypothèse (voir Chapitre I).

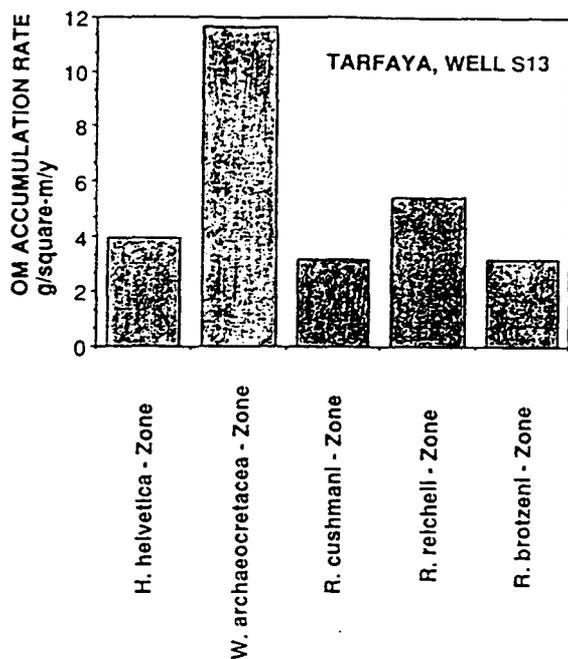


Figure IV.26 : Taux d'accumulation de la matière organique dans le Bassin de Tarfaya à l'intervalle Cénomanién-Turonien (D'après Thurow, 1992).

La géochimie de la matière organique a également été étudiée sur des forages effectués par le BRPM (Bureau de Recherches Pétrolière et Minière) et la compagnie pétrolière "Shell Exploration". Plusieurs carottes ont été faites surtout au niveau des zones riches en matière organique. Elles montrent des laminations très fines interrompues soit par des petits niveaux coquilliers interprétés comme des tempestites (Leine, 1986 & Thurow, communication personnelle) soit par des niveaux silicifiés. Les mêmes observations ont été faites à l'échelle deaffleurement.

Les pourcentages les plus élevés en COT (20%) sont situés au niveau du passage Cénomanién/Turonien à la base de la zone à *Archaeocretacea* (Leine, 1986. Kuhnt *et al.*, 1991, Thurow, 1992; Fig. IV.27). Les analyses géochimiques (Baryum "élément lié à l'activité biologique", silice, soufre et isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$; Fig. IV.28) suggèrent que l'accumulation et la préservation de la matière organique dans le Bassin de Tarfaya s'est effectuée grâce à une productivité primaire élevée dans les eaux de surface. Les courbes des

variations du niveau marin de (Haq *et al.*, 1987) indiquent une transgression qui débute au Cénomanién moyen favorisant ainsi le développement de l'activité pélagique et par conséquence l'augmentation de la productivité primaire.

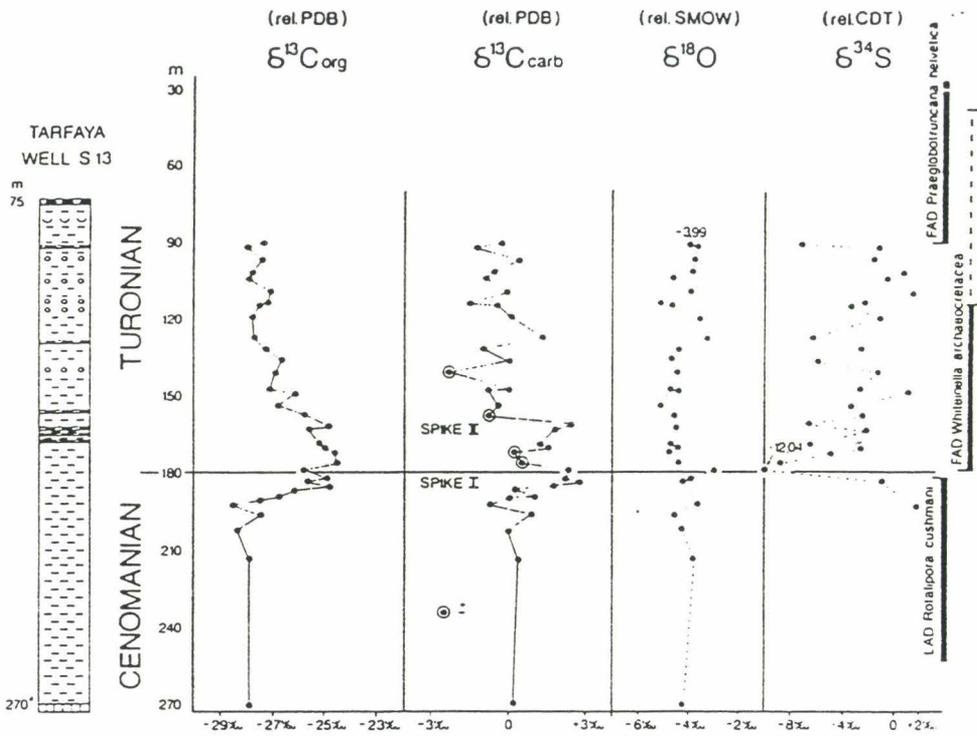


Figure IV.27 : Données isotopiques (a) et géochimiques (b) du forage (S13)

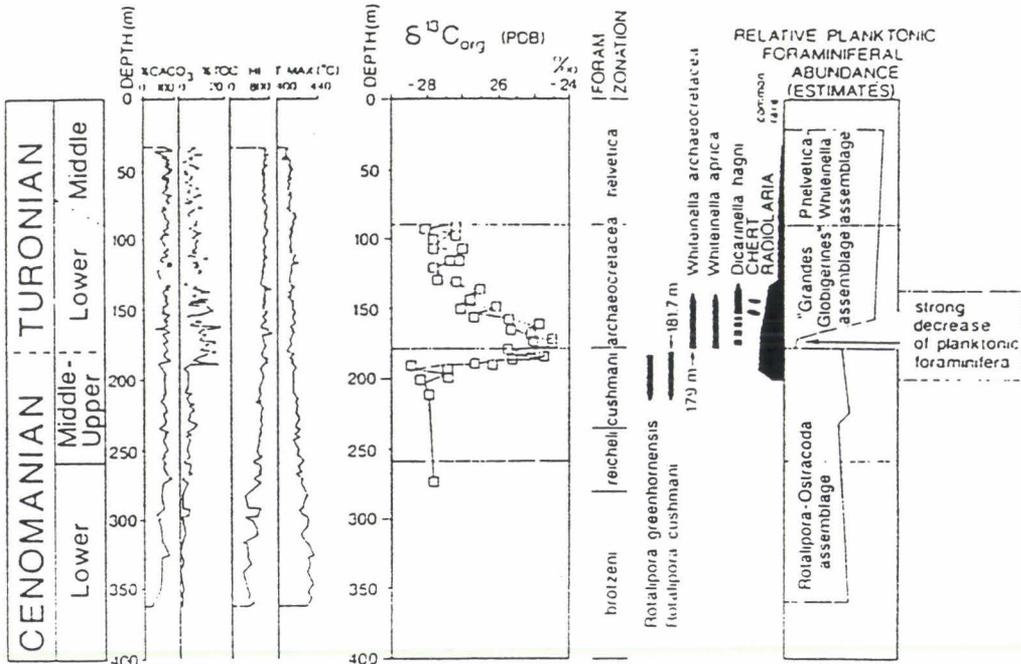


Figure IV.28 : Comparaison des données biostratigraphiques isotopiques et géochimiques dans le Bassin de Tarfaya (D'après Thurow, 1992).

IV-3 : CONCLUSIONS ET SYNTHÈSES PALÉOGÉOGRAPHIQUES

Du point de vue de la minéralogie des argiles, de l'Albien supérieur au Campanien, le fait majeur constaté est l'accroissement général des proportions de smectites par rapport à l'illite et à la kaolinite (Fig. IV.29). Cette tendance reflète principalement l'élévation progressive du niveau marin. A cette tendance générale se superpose 1) l'influence d'événements tectoniques responsables d'apports accrus d'illite et de kaolinite; 2) de transformations minéralogiques liées à l'abondance de matière organique; 3) des apports de palygorskite soit d'origine détritique soit néoformée dans le bassin de sédimentation.

Le fait majeur ressortant des analyses minéralogiques est la différence marquée entre le cortège argileux de la base de la série et celui de son sommet (Fig. IV.30). Pendant l'épisode I, l'abondance des minéraux primaires, illite, chlorite associées à la kaolinite provenant des roches cristallines de l'Anti-Atlas et des Mauritanides, traduit une érosion active des reliefs sous un climat chaud et sec. Ces minéraux ont la particularité de se déposer dans la partie proximale des bassins de sédimentation. Ceci s'accorde avec les données du lithofaciès et du microfaciès indiquant une sédimentation en milieu proximal. Notons que sur une grande partie de l'épisode II, les smectites dominent. Ceci pourrait être lié à l'approfondissement du milieu suite à l'élévation du niveau de la mer. Toutefois la kaolinite et l'illite viennent prendre le relais au Turonien moyen et au Coniacien supérieur. L'apport de ces deux espèces minérales est due vraisemblablement à l'érosion active consécutive des mouvements tectoniques enregistrés dans le Haut Atlas à cette époque.

Les transformations diagénétiques des minéraux argileux dans les niveaux riches en matière organique se manifestent par l'interstratification des minéraux smectitiques qui résulte vraisemblablement de la libération d'acides organiques lors de la dégradation de la matière organique.

L'autre fait marquant est la présence de palygorskite au passage Cénomano-Turonien. Ce minéral pourrait avoir différentes origines. Il peut provenir soit de formations superficielles donc avoir une origine détritique soit s'être formé sur le fond de l'océan dans une zone chimiquement confinée. L'élévation du niveau marin est un facteur déterminant, à la fois dans le remaniement de palygorskite vers le bassin et sa néoformation éventuelle. Notons que cet événement à palygorskite sépare les deux épisodes de sédimentation mis en évidence à partir des observations de faciès.

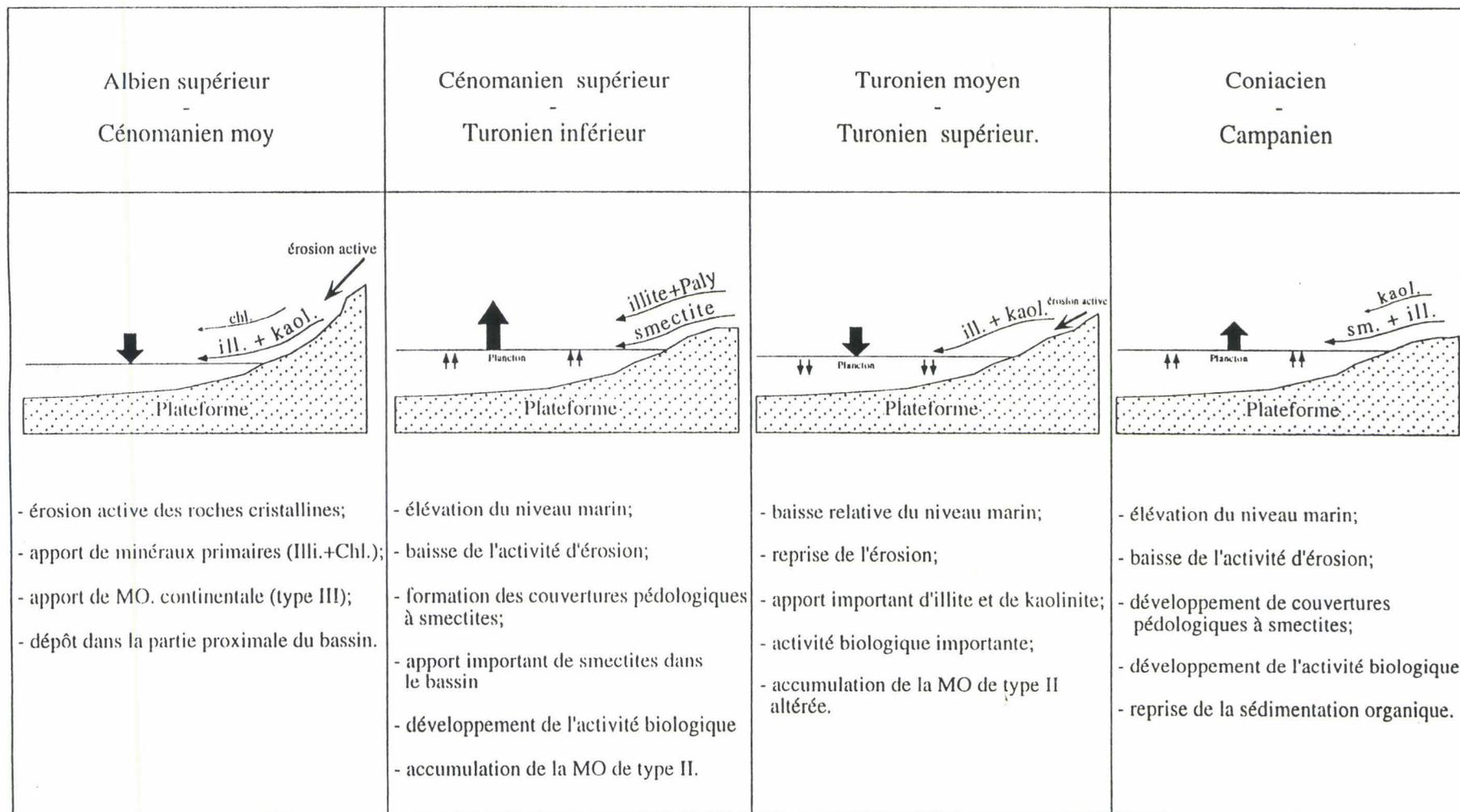


Figure IV.29 : Répartition des assemblages argileux et évolution paléogéographique depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien.

Le contenu organique élevé surtout au cours de l'épisode II est le résultat d'une forte productivité et d'une bonne préservation. Les indices d'une forte productivité se matérialise par l'abondance et la diversité florofaunistique enregistrée au niveau des sédiments d'âge Cénomamanien supérieur-Campanien. Cette diversité est probablement le résultat de l'activité d'upwellings. La deuxième partie de cet épisode (Turonien moyen-Santonien) qui présente des indices de forte productivité biologique présente des teneurs en matière organique faible. D'où la nécessité de combiner plusieurs facteurs pour pouvoir expliquer l'enrichissement en matière organique, l'anoxie du milieu reste une condition nécessaire pour pouvoir la préserver. Toutefois la présence de bioturbation dans les faciès noirs riches en matière organique témoigne d'une activité benthique. Ceci suppose que le milieu n'est pas totalement anoxique (Oschmann, 1990, Oschmann, 1994). La productivité couplée à un taux de sédimentation important sont à l'origine du développement de l'anoxie (ZMO) et par conséquent de la préservation de la matière organique surtout pendant l'intervalle Cénomamanien supérieur-Turonien inférieur. Cet intervalle présente des teneurs plus élevées en COT dans le Bassin de Tarfaya par rapport à d'autres bassins Nord-Ouest africain à la même période (Fig. IV.31).

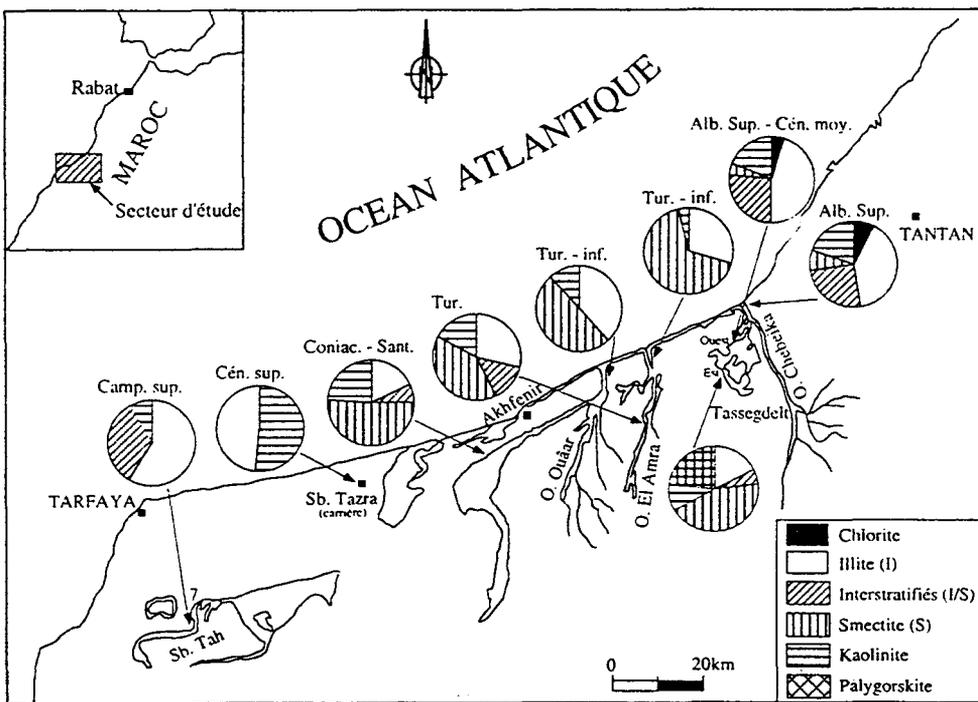


Fig.IV.30 : Répartition des proportions moyennes des minéraux argileux depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien.

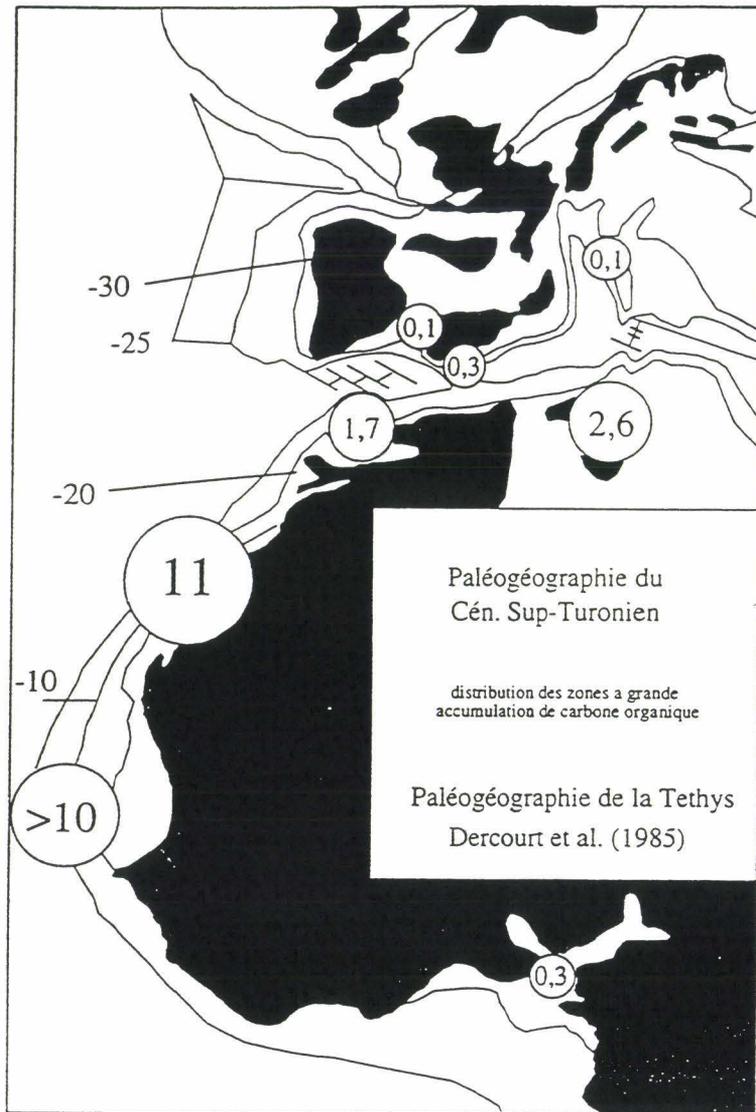


Figure IV.31 : Paléogéographie du Cénomanién-Turonien (D'après Dercourt *et al.*, 1985).

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Les principaux apports de ce travail sont d'ordre biostratigraphique et surtout sédimentologique;

Sur le plan biostratigraphique, l'étude des ammonites et des foraminifères planctoniques a permis de préciser les datations antérieures sur la plupart des coupes. Cependant, une révision complète de la microfaune benthique et planctonique reste à faire. En ce qui concerne les ammonites, l'analyse des populations permettrait d'identifier les influences atlantiques et téthysiennes.

Sur le plan sédimentologique, au dessus du Crétacé inférieur dominé par des sédiments siliciclastiques déposés en milieu proximal (fluviaux, lagunaires, deltaïques), les sédiments de l'Albien supérieur marquent une influence marine nette. A partir du Cénomanién supérieur, le milieu de sédimentation de plus en plus profond est marqué par la mise en place de sédiments fins présentant une très grande diversité faunistique.

L'analyse des faciès et des microfaciès a permis de définir huit environnements de dépôt type, dont l'agencement vertical permet de reconstituer l'évolution sédimentaire du bassin, de l'Albien supérieur au Campanien. Deux épisodes distincts de sédimentation constituent le Crétacé supérieur :

- L'épisode I (Albien supérieur-Cénomanién moyen) se caractérise par la fréquence des faciès indiquant un milieu de dépôt proximal et/ou sous relativement faible tranche d'eau. L'illite, la chlorite et la kaolinite provenant des roches cristallines de l'Anti-Atlas et des Mauritanides, traduisent une érosion active des reliefs sous un climat chaud et sec. Ces minéraux caractérisent un dépôt dans la partie proximale du bassin de sédimentation. Pendant l'épisode I, la matière organique peu abondante est dominée par le type III (matière organique d'origine continentale). Ceci s'accorde avec la nature des faciès et des minéraux argileux.

- L'épisode II (Cénomanién supérieur-Campanien) se caractérise par une forte diminution des apports détritiques probablement liée à l'élévation importante du niveau marin. La mise en place d'un système d'upwelling induit un développement biologique important favorable à l'accumulation de faciès riches en matière organique occasionnellement interrompus par des dépôts de tempêtes. Notons que par rapport à l'épisode I, les proportions de smectites augmentent en liaison avec l'approfondissement du milieu suite à l'élévation du niveau de la mer. Toutefois la kaolinite et l'illite sont temporairement abondantes au Turonien moyen et au Coniacien supérieur. L'apport de ces deux espèces minérales est due vraisemblablement à l'érosion active consécutive des mouvements tectoniques enregistrés dans le Haut Atlas à ces époques.

La transition entre les épisodes I et II (au voisinage du passage Cénomanién/Turonien) est marquée par la présence de palygorskite, soit d'origine détritique (remaniement depuis des milieux évaporitiques) soit néoformée dans le bassin de sédimentation dans un environnement

anoxique.

Au sein des sédiments laminés et souvent riches en matière organique, déposés au cours de l'épisode II, s'intercalent des niveaux noduleux très caractéristiques. Leur étude spécifique a montré la coexistence de deux types de nodules, les uns isolés ou coalescents, les autres formant des pseudo-bancs. Leurs emplacements pourraient être liés à des zones privilégiées d'accumulation d'organismes en putréfaction. La formation précoce des nodules de type 1 paraît favorisée par un taux de sédimentation faible. Les lieux privilégiés de précipitation des carbonates semblent fonctionner tant que l'enfouissement reste lent, par conséquent, plus les nodules sont gros (ou coalescents), plus le ralentissement (ou l'arrêt) de sédimentation devait être marqué. L'ensemble des résultats géochimiques montre que les nodules de type 1 ont une origine diagénétique, liée à la biodégradation de la matière organique par les bactéries et à la précipitation précoce des carbonates conduisant ainsi à un durcissement localisé permettant la préservation du message sédimentaire originel.

Quant aux nodules de type 2, ils paraissent liés à la mise en place de tempestites bioclastiques intercalées épisodiquement dans les marnes noires. Ces niveaux contribuent à un enfouissement brutal qui contrarie le développement des nodules de type 1. Leur lithification est en général moins avancée que celles des nodules de type 1. Néanmoins le processus reste le même. Le volume granulométrique du matériel impliqué ferait la différence entre les nodules de type 1 et 2.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abou Ali, N., 1994. Le Crétacé inférieur et moyen du Bassin côtier de Tarfaya : (Sédimentologie, stratigraphie, analyse séquentielle et paléogéographie). Thèse 3ème cycle, Marrakech I, 187 pp.

Accarie, H. & Deconinck, J. F., 1989. Relation entre présence de palygorskite et périodes d'anoxie à l'Albien supérieur et au Turonien inférieur à moyen dans le massif de la Maïella (Abruzzes, Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 1267-1272.

Aigner, T., 1982. Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelcalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In G. Einsele & A. Seilacher (Eds.), *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, 180-198.

Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. *Lecture notes in Earth Sciences*, **3**, 174 pp.

Alia Médina, M., (Ed.) (1945). Características morfográficas, morfológicas y geológicas de la zona septentrional del Sahara español. *Trab. Inst. Cienc. natur.*, 260 pp.

Ambroggi, R., 1963. Etude géologique du versant méridional du Haut Atlas occidental et de la plaine du Souss. *Not. Mém. serv. Géol. Maroc*, **157**, 322 pp.

Andreu, B., 1989. Le Crétacé moyen de la transversale Agadir-Nador (Maroc) : précisions stratigraphiques et sédimentologiques. *Cretaceous Research*, **10**, 49-80.

Arthur, M. A., 1979. North Atlantic black shales: the record at site 398 and brief comparison with other occurrences. In J. C. Sibuet & W. B. F. Ryan (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **XLVII**, 719-738.

A.U.X.I.N.I., 1969. Correlacion estratigraphica de los sondeos perforados en el Sahara español. *Bol. Geol. Minero. Madrid* .**83** : 235-251.

Bloos, G., 1982. Shell bed in the Lower Lias of South Germany-facies and origin. In G. Einsele & A. Seilacher (Eds.), *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, 223-239.

Bralower, T. J., Arthur, M. A., Leckie, R. M., Sliter, W. V., Allard, D. J. & Schlanger, S. O., 1994. Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to Early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, **9**, 335-369.

Brodie, I. & Kemp, A. E. S., 1994. Variation in biogenic and detrital fluxes and formation of laminae in late Quaternary sediments from the Peruvian coastal upwelling zone. *Mar. Geol.*, **116**, 385-398.

Brown, G. & Brindley, G. W., 1980. X-Ray diffraction procedures for clay mineral identification. In G. W. Brindley & G. Brown (Eds.), *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*, *Mineral. Soc. London*, 305-359.

C.O.N.O.C.O., 1969. Spansah 51A-1 offshore Spanish Sahara. *Compania Espanol de Petroleas S.A. Exploration department*, Final report, unpublished report.

Caillère, S. & Henin, S., 1948. Thermal Study of Clay Minerals. *Ann. Agron.*, **17**, 23-72.

Callen, R. A., 1981. Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neoformed-A critical review. Discussion. *Geol. Rdsch.*, **70**, 1303-1305.

Callen, R. A., 1985. Clays of the palygorskite-sepiolite group: depositional environment, age and distribution. *Dev. Sedimentology*, **37 A**, 1-37.

Calvert, S. E., Mokerjee, S. & Morris, R. J., 1985. Trace metals in fulvic and humic acids from modern organic-rich sediments. *Oceanol. Acta*, **8**, 167-173.

Canfield, E. D., 1989. Sulfate-reduction and oxic respiration in marine sediments: implication for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep-Sea Res.*, **36**, 121-138.

Chamley, H., 1979. North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the late Jurassic. In M. Talwani, W. Hay & W. B. F. Ryan (Eds.), *Deep Drilling Results in Atlantic Ocean : Continental Margins and Paleoenvironment*, Ewing, E. **Series 3**, *Amer. Geoph. Union*, 342-361.

Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*. Springer Verlag, 623 pp.

Chamley, H. & Giroud d'Argoud, G., 1979. Clay mineralogy of site 397, South of Canary Island (DSDP Leg 47A). In U. von Rad & W. B. F. Ryan (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **XLVII**, 595-601.

Chamley, H. & Debrabant, P., 1984. Paleoenvironmental history of the North Atlantic region from mineralogical and geochemical data. *Sedim. Petrol.*, **40**, 151-167.

Chamley, H., Deconinck, J. F. & Millot, G., 1990. Sur l'abondance des minéraux smectitiques dans les sédiments marins communs déposés lors des périodes de haut niveau marin du Jurassique supérieur au Paléogène. *C.R. Acad. Sci. Paris.*, **311**, 1529-1536.

Chantret, F., Desprairies, A., Douillet, P., Jacob, C., Steinberg, M. & Trauth, N., 1971. Révision critique de l'utilisation des méthodes thermiques en sédimentologie : cas des smectites (Montmorillonites). *Bull. Groupe. Franç. Argiles*, **XXIII**, 141-172.

Choubert, G., Faure Muret, A. & Hottinger, L., 1966. Aperçu géologique du Bassin côtier de Tarfaya (Stratigraphie). In G. Choubert, A. Faure Muret, L. Hottinger, C. Viotti & G. Lecointre (Eds.), *Le Bassin côtier de Tarfaya (Maroc Méridional)*, *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, **175/I**, 7-106.

Choubert, G., Faure Muret, A. & Hottinger, L., 1972. La série stratigraphique de Tarfaya Maroc sud occidental, et le problème de la naissance de l'Atlantique. *Not. Mém. Serv. Géol. Maroc*, **31**, 29-40.

Church, T. M. & Velde, B., 1979. Geochemistry and origin of a deep sea Pacific palygorskite deposit. *Chem. Geol.*, **25**, 31-39.

Coleman, M. L. & Raiswell, R., 1981. Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias of N.E. England. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 329-340.

Coleman, M. L. & Raiswell, R., 1995. Source of carbonate and origin of zonation in pyritiferous carbonate concretions: Evaluation of dynamic model. *Am. Journal Sci.*, **295**, 282-308.

Collignon, M., (Ed.) (1966). Les Céphalopodes crétacés du bassin côtier de Tarfaya. *Le Bassin côtier de Tarfaya (Maroc méridional) (paléontologie)*. *Not. Mém. serv. géol. Maroc*, **175/II**, 9-78 pp.

Cuomo, M. C. & Bartholomew, P. R., 1991. Pelletal black shale fabrics: their origin and significance. In R. V. Tyson & T. H. Pearson (Eds.), *Modern and ancien continental shelf anoxia*, 221-232.

Daoudi, L., 1991. Sédimentation et diagenèse des argiles du Jurassique supérieur à l'Eocène dans le bassin du Haut Atlas occidental (Maroc). *Thèse 3ème cycle*, Lille I, 196 pp.

Daoudi, L., Charroud, M., Deconinck, J. F. & Bouabdelli, M., 1995. Distribution et origine des minéraux argileux des formations Crétacé -Eocène du moyen-Atlas Sud-Occidental : signification paléogéographique (sous presse). *Ann. Soc. géol. Nord*.

Daoudi, L. & Deconinck, J. F., 1994. Contrôles paléogéographique et diagénétique des successions sédimentaires argileuses du Bassin Atlasique au Crétacé (Haut-Atlas Occidental, Maroc). *J. Afr. Earth Sci.*, **18**, 123-134.

De Blégiers, A., 1973. La marge marocaine. *CFP*.

Deconinck, J. F. & Chamley H., 1995. Diversity of smectite origins in late Cretaceous sediments : Example of chalks from Northern France - *Cl. Minerals* - sous press.

Deconinck, J. F., 1992. Sédimentologie des argiles dans le Jurassique-Crétacé d'Europe occidentale et du Maroc. Thèse habilitation, Lille1, 248 pp.

Deconinck, J. F. & Debrabant, P., 1985. Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin : rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Rev. Géol. Dyn. Geogr. Phys.*, **26**, 321-320.

Demaison, G. J. & Moore, G. T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **64**, 1179-1209.

Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sborshchikov, I.M., Boulin, J., Sorokhtin, O., Geysant, J., Lepvrier, C., Bijou-Duval, B., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Westphal, M. & Lauer, J.P., 1985.- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, **8** (5) : 637-652.

Desborough, G. A., 1978. A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation: an alternative to the playa-lake model. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bulletin*, **89**, 961-971.

Dott, R. H. J. & Bourgeois, J., 1982. Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **93**, 663-680.

Dunbar, R. B., Marty, R. C. & Baker, P. A., 1990. Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco bassin, Peru. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **77**, 235-261.

Dunoyer De Segonzac, G., 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse, passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte et Géol. Als-Lorr*, **19**, 230.

Einsele, G., 1992. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. *Springer-Verlag*, 628 pp.

Einsele, G. & Seilacher, A., (Ed.) (1982). Cyclic and event stratification. *Springer-Verlag*, 536 pp.

Einsele, G. & von Rad, U., 1979. Facies and paleoenvironment of lower Cretaceous sediments at site 397 and in the Aaiun Basin (Northwest Africa). In U. von Rad & W. B. F. Ryan (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **47**, 559-577.

Einsele, G. & Wiedmann, J., 1975. Faunal and sedimentological evidence for upwelling in the Upper Cretaceous coastal basin of Tarfaya Morocco. *9th. intern. Congr. Sedim.*, Nice. 67-72.

Einsele, G. & Wiedmann, J., 1982. Turonian Black Shales in the Moroccan coastal Basins: First upwelling in the Atlantic Ocean. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental margin*, *Springer-Verlag*, 396-414.

El Albani, A., 1994. Transformations des assemblages argileux dans les sédiments riches en matière organique. Exemple du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya (Maroc). *Bull. Soc. Franç. Minéral. Cristallog.*, Lille. Rés. 18-19.

El Albani, A., Deconinck, J.-F., Herbin, J.-P. & Proust, J.-N., 1993. Caractérisation géochimique de la matière organique et minéralogie des argiles du Kimméridgien du Boulonnais. *Ann. Soc. géol. Nord*, **2**, 2ème série, 113-120.

El Khatib, J., Ruellan, E., El Foughali, A. & El Morabet, A., 1995. Evolution de la marge atlantique marocaine : bassin de Tarfaya-Laâyoune. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **320**, 117-124.

Emery, K. O. & Uchupi, E., 1984. The Geology of the Atlantic Ocean. *Springer-Verlag*, **1**, 1050 pp.

Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Rev. Inst. Franç. Pétrole*, **40**, 5-40, **6**, et **41**, **1**, 563-579, 755-784, 73-89.

Fahrbach, E., Brockmann, N., Lostaunau, N. & Urquizo, W., 1981. The northern Peruvian upwelling system during the ESACAN experiment. In F. A. Richards (Eds.), *coastal upwelling, Coastal estuarine sciences series*, 134-145.

Fischer, A. G. & Arthur, M. A., 1977. Secular variations in the pelagic realm. In H. E. Cook & P. Enos (Eds.), *Deep water carbonate environments*, 19-50.

Fischer, A. G., Herbert, T. D., Napoleone, G., Premoli Silva, I. & Ripepe, M., 1991. Albian pelagic rhythms (Piobbico core). *J. Sediment. Petrol.*, **61**, 1164-1172.

Flament-Lieffrig, D., 1979. La marge continentale africaine du Sud des Iles Canaries au Déroit de Gibraltar; géologie des bassins (El-Aaiun-Tarfaya; Essaouira); leur évolution dans le contexte atlantique. Thèse 3ème cycle, Paris VI, 147 pp.

Fontes, J. C., Marce, A. & Letolle, R., 1965. Analyse isotopique de l'oxygène en géologie, problèmes techniques. *Rev. Géog. phys. Géol. dyn.*, **VII**, 123-133.

Freneix, S., 1995. Bivalves créacés du bassin de Tarfaya (Maroc méridional atlantique) : signification écologique et importance paléobiogéographique. *Bull. Mus. natl. Hist. nat.*, **16**, 243-258.

Fürsich, F. T., 1982. Rhythmic bedding and shell bed formation in the Upper Jurassic of East Greenland. In G. Einsele & A. Seilacher (Eds.), Cyclic and event stratification, *Springer-Verlag*, 208-222.

Garrison, R. E. & Kastner, M., 1990. Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru margin during ODP leg 112. In E. Suess & R. von Huene (Eds.), Proceedings of the *Ocean Drilling Program*, Scientific Results, 111-134.

Gibbs, A. E., Hein, J. R., Lewis, S. D. & McCulloch, D. S., 1993. Hydrothermal palygorskite and ferromanganese mineralization at a central California margin fracture zone. *Mar. Geol.*, **115**, 47-65.

Gradstein, F. M., Williams, G. L., Jenkins, W. A. M. & Ascoli, P., 1975. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the Atlantic continental margin, eastern Canada. *Canad. Soc. Petrol. Geol.*, 103-131 pp.

Guillen, O. & Calienes, R., 1981. Upwelling off Chimbote. In F. A. Richards (Eds.), Coastal upwelling, *Coastal estuarine sciences series*, 312-326.

Hansley, P., 1987. Petrologic and experimental evidence for the etching of garnets by organic acids in the Upper Jurassic Morrison formation, Northwestern New Mexico. *J. Sediment. Petrol.*, **57**, 666-681.

Haq, B. U., Hardenbol, J. & Vail, P. R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.

Hartmann, M., Lange, H., Seibold, E. & Walger, E., 1971. Oberflächensedimente im persischen Golf und Golf von Oman Geologisch-hydrologischer Rahmen und erste, sedimentologische Ergebnisse. *"Meteor" Forschungsergebnisse*, **41**, 1.

Hay, W. W. & Brock, J. C., 1992. Temporal variation in intensity of upwelling off southwest Africa. In C. P. Summerhayes, W. L. Prell & K. C. Emeis (Eds.), Upwelling systems: Evolution since early Miocene, **64**, *Geol. Soc. sp. Publ.*, 463-497.

Hendry, J. P., 1993. Calcite cementation during bacterial manganese, iron and sulphate reduction in Jurassic shallow marine carbonates. *Sedimentology*, **40**, 87-106.

Herbin, J. P., Montadert, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J. & Wiedmann, J., 1986. Organic rich sedimentation at Cenomenian/Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North atlantic and Tethys. In C. P. Summerhayes & N. J. Shackleton (Eds.), North atlantic palaeoceanography, *Geological Soc. Sp.-Publ.*, 389-422.

Hernandez-Pacheco, E., Hernandez-Pacheco, F., Alia Médina, M., Vidal Box, C. & Guinea Lopez, E., 1949. El Sahara Espanol, Estudio geologico, geografico y botanico. 808 pp.

Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux, préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc. géol. Nord., Publ. n°12*, 136 pp.

Honjo, S. & Roman, M. R., 1978. Marine copepod faecal pellets: production, preservation and sedimentation. *J. Marine Res.*, **36**, 45-57.

Hottinger, L., 1963. Évolution et variation morphologique des *Palmula* et *Flabellinella* du Coniacien et du Santonien de Tarfaya (Maroc méridional). *Coll. int. Micropal.*, Dakar. **32**, 101-112.

Huang, W. H. & Keller, W. D., 1971. Dissolution of clay minerals in dilute organic acids at room temperature. *Amer. Mineralogist*, **56**, 1082-1095.

Huang, W. H. & Keller, W. D., 1972. Organic acids as agents of chemical weathering of silicate minerals. *Nature Physic Sciences*, **239**, 149-151.

Hudson, J. D., 1977. Stable isotopes and limestone lithification. *J. Geol. Soc. London*, **133**, 637-660.

Hudson, J. D., 1978. Concretions, isotopes, and the diagenetic history of the Oxford Clay (Jurassic) of central England. *Sedimentology*, **25**, 339-370.

Huggett, J. M., 1984. Controls on mineral authigenesis in coal Measures sandstones of the East Midlands, U.K. *Clay Minerals*, **19**, 343-357.

Inoue, A., Bouchet, A., Velde, B. & Meunier, A., 1989. Convenient technique for estimating smectite layer percentage in randomly interstratified illite/smectite minerals. *Clays and Clay. Min.*, **37**, 227-234.

Irwin, H., Curtis, C. & Coleman, M., 1980. Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimmeridge Clay of Dorset, England. *Sedimentology*, **27**, 577-591.

Irwin, H., Curtis, C. D. & Coleman, M., 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during the burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**, 209-213.

Jansa, L., Gardner, J. V. & Dean, W. E., 1978. Mesozoic sequences of the Central North Atlantic. In Y. Lancelot & E. Seibold (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **41**, 991-1032.

Jansa, L. F. & Wiedmann, J., 1982. Mesozoic-Cenozoic Development of the Eastern North American and Northwest African Continental Margins : a comparison. In U. von Rad (Eds.), *Geology of the Northwest continental margin*, Springer verlag, 215-269.

Karpoff, A. M., Lagabriele, Y., Boillot, G. & Girardeau, J., 1989. L'authigenèse océanique de palygorskite par halmyrolyse de péridotites serpentinisées (Marge de Galice) : ses implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **308**, 647-654.

Kastner, M., 1981. Authigenic silicates in deep sea sediments: formation and diagenesis. In C. Emiliani (Eds.), *The sea*, **7**, 915-980.

Kisch, H. J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphisme) and incipient metamorphism in clastic rocks. In H. J. Kisch (Eds.), *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks.*, *Dev. Sedimentology*, **25 B**, 289-494.

Koutsoukos, E. A. M., Mello, M. R. & Azambudja Filho, N. C., 1991. Micropaleontological and geochemical evidence of Mid-Cretaceous dysoxic-anoxic paleoenvironment in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. In R. V. Tyson & T. H. Pearson (Eds.), *Modern and ancien continental shelf anoxia*, **58**, *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 427-447.

Kuhnt, W., Herbin, J. P., Thurow, J. & Wiedmann, J., 1991. Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In A. Y. Huc (Eds.), *Deposition of organic facies*, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **30**, 133-160.

Lagaly, G., 1987. Clay-organic interactions: Problems and recent results. *Proceedings of the International Clay Conference*, Denver. In L.G. Schultz, H. van Olphen, and F.A. Mumpton (eds). 343-351.

Lehmann, R., 1965. Résultats d'une étude des Globotruncanidés du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc méridional). *colloque international de micropaléontologie*, Dakar. **32**, 113-117.

Leine, L., 1986. Geology of the Tarfaya oil shale deposit, Morocco. *Geologie en Mijnbouw*, **65**, 57-74.

Letolle, R., Marce, A. & Fontes, J. C., 1965. Un spectromètre de masse pour mesure de précision des abondances isotopiques de l'oxygène et du carbonate. *Bull. Soc. Franç. Miner. Crist.*, **LXXXIII**, 417-421.

Loutit, T. S., Hardenbol, J., Vail, P. R. & Baum, G. R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In C. Wilgus, B. S. Hasting, C. G. Kendall, H. W. Posamentier & C. A. Ross (Eds.), *Sea level change and integrated approach*, *Sp. Publ. SEPM*, **42**, 183-213.

Macellari, C. E. & De Vries, T. J., 1987. Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **59**, 279-292.

Macquaker, J. H. S., 1994. Lithofacies study of the Peterborough Member, Oxford Clay Formation (Jurassic), UK: an example of sediment by pass in a succession. *J. Geol. Soc. London*, **151**, 161-172.

Macquaker, J. H. S. & Gawthorpe, R. L., 1993. Mudstone lithofacies in the Kimmeridge clay formation, Wessex Basin, Southern England: implications for the origin and controls of the distribution of mudstones. *J. Sediment. Petrol.*, **63**, 1129-1143.

Maillard, J., Beudoin, B., Cojan, I., Joseph, P. & Pinoteau, B., 1988. Déformation synsédimentaire ou compaction différentielle : exemple dans le SE de la France. *Not. mém. TOTAL-CFP*, 249-257.

Marrakchi, C., 1993. Dynamique et paléoenvironnement du Bassin d'Essaouira-Agadir au passage Jurassique-Crétacé : Approches quantitatives. Thèse 3ème cycle, Ecole des Mines de Paris, 163 pp.

Martinis, B. & Visintin, V., 1966. Données géologiques sur le bassin sédimentaire côtier de Tarfaya (Maroc méridional). In D. Reyre (Eds.), Sedimentary basins of the African coast, *Ass. Serv. Géol. Afr.*, **Part. I**, 13-26.

Mélières, F., 1978. X-Ray mineralogy studies, Leg 41, Deep Sea Drilling Project, Eastern North Atlantic ocean. In Y. Lancelot & E. Seibold (Eds.), *Init. rep. Deep Sea Drilling Project*, **XLI**, 1065-1086.

Michard, A., 1976. Éléments de géologie marocaine. **252**, 408 pp.

Millot, G., 1964. Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie. 499 pp.

Moore, D. M. & Reynolds, R. C., 1989. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals. *Oxford Univ. Press*, 322 pp.

Oschmann, W., 1990. Environmental cycles in the late Jurassic northwest European epeiric basin: interaction with atmospheric and hydrospheric circulations. *Sediment. Geol.*, **69**, 313-332.

Oschmann, W., 1994. Adaptive pathways of benthic organisms in marine oxygen-controlled environments. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **191**, 393-444.

Owens, N. J. P., Law, C. S., Mantoura, P., Burkill, H. & Llewellyn, C. A., 1991. Methane flux to the atmosphere from the Arabian sea. *Nature*, **354**, 293-296.

Packard, T. T., Garfield, P. C. & Codispoti, L. A., 1983. Oxygen consumption and denitrification below the Peruvian upwelling. In E. Suess & J. Thiede (Eds.), Coastal upwelling, its sediments record, Part A, response of the sedimentary regime to present coastal upwelling, **4**, *NATO conf*, 147-173.

Pedersen, T. F. & Calvert, S. E., 1990. Anoxia vs. Productivity: What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary Rocks? *Am. Ass. petrol. Geol. Bull.*, **74**, 454-466.

Pilskaln, C. H. & Honjo, S., 1987. The faecal pellet fraction of biogeochemical particle fluxes to the deep sea. *Glob. biogeochem. cycles*, **1**, 31-48.

Pisciotta, K. A. & Garrison, R. E., 1981. Lithofacies and depositional environments of Monterey formation, California. *In* R. E. Garrison & R. G. Douglas (Eds.), Monterey formation and related siliceous rocks of California, *Spec. publ. SEPM*, n° 97-122.

Pletsch, T., 1995. Clay Minerals in Cretaceous Deep-Water Formations of the Rif and the Betic Cordillera (Northern Morocco & Southern Spain). *Thèse*, Tübingen, 118 pp.

Pratt, L., 1984. Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in the middle Cretaceous Green Horn Formation, Pueblo, Colorado. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **68**, 1146-1159.

Price, N. B., 1976. Chemical diagenesis in sediments. *In* J. P. Riley & R. Chester (Eds.), Chemical oceanography, *Academic Press*, **6**, 1-58.

Pruyvers, P. A., De Lange, G. J. & Middelburg, J. J., 1991. Geochemistry of eastern Mediterranean sediments: primary sediments composition and diagenetic alteration. *Mar. Geol.*, **100**, 137-154.

Querol, R., 1966. Regional geology of the Spanish Sahara. *In* D. Reyre (Eds.), Sedimentary basins of the African coast, *Ass. Afr. Geol. Surv. U.N.E.S.CO.*, 27-39.

Raiswell, R., 1971. The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, **17**, 147-171.

Raiswell, R., 1987. Non-steady state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. *Geological Society Special publication*, **36**, 41-45.

Raiswell, R. & Berner, R. A., 1985. Pyrite formation in euxinic and semi euxinic sediments. *Amer. J. Sci.*, **285**, 710-724.

Ranke, U., von Rad, U. & Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the on- and offshore Aaiun-Tarfaya Basin - A review. *In* U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), Geology of the Northwest African Continental margin, *Springer-Verlag*, 86-105.

Ratschiller, L. K., 1970. Lithostratigraphy of the northern Spanish Saharan. *Mem. Mus. Tridentino. Sci. trento.*, **18**, 1-80.

Reineck, H.-E. & Singh, I. B., 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, **18**, 123-128.

Robert, C., Herbin, J. P., Giroud d'Argoud, G. & Chamley, H., 1979. L'Atlantique Sud au Crétacé d'après l'étude des minéraux argileux et de la matière organique (Leg 39 et 40 D.S.D.P.). *Oceanol. Acta*, **2**, 209-218.

Roll, A., 1974. Langfristige Reduktion der Mächtigkeit von Sedimentgesteinen und ihre Auswirkung : eine Übersicht. *Geol. Jahrb. Reihe A-Heft*, **14**, 76.

Ryan, W. B. F. & Cita, M. B., 1977. Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Mar. Geol.*, **23**, 197.

Sarnthein, M., Thiede, J., Pflaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D., Koopmann, B., Lange, H. & Seibold, E., 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. In U. von Rad (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer Verlag, 545-604.

Sautter, L. R. & Sancetta, C., 1992. Seasonal associations of phytoplankton and planktonic foraminifera in an upwelling region and their contribution to the seafloor. *Marine micropaleontology*, **18**, 263-278.

Sclater, J. G., Hellinger, S. & Tapscott, C., 1977. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the present. *J. Geol.*, **85**, 509-552.

Schafer, W., 1972. Ecology and palaeoecology of marine environments. *University of Chicago press*.

Schlanger, S. O. & Jenkyns, H. C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, **55**, 179-184.

Schlee, J., Behrendt, J. C., Grow, J. A., Robb, J. M., Mattick, R. E., Taylor, P. T. & Lawson, B. J., 1976. Regional geologic framework off northeastern United States. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **60**, 926-951.

Schrader, H. J., 1971. Faecal pellets: Role in sedimentation of pelagic diatoms. *Science*, **174**, 55-57.

Schuette, G. & Schrader, H., 1981. Diatoms in surface sediments: A reflection of coastal upwelling, in coastal upwelling. In F. A. Richards (Eds.), *Coastal Estuarine Science*, **I**, 372-380.

Scotchman, I. C., 1991. The geochemistry of concretions from the Kimmeridge Clay Formation of southern and eastern England. *Sedimentology*, **38**, 79-106.

Seibold, E., 1982. The Northwest African Continental margin-An introduction. *In* U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin*, Springer-Verlag, 3-20.

Shackleton, N. J. & Kennett, J. P., 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and the initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotope analyses in DSDP sites 277, 279 and 281. *In* J. P. Kennett & R. E. Houtz (Eds.), *Leg 29. Init. Rep. DSDP, XXIX*, 713-719.

Sheridan, R. E., 1976. Sedimentary basin of Atlantic margin of North America. *Tectonophysics*, **36**, 113-132.

Sigl, W., Chamley, H., Fabricius, F., Giroud d'Argoud, G. & Müller, J., 1978. Sedimentology and environmental conditions of sapropels. *In* B. R. Kidd & P. J. Worstel (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea drilling project, XLII*, 445-464.

Singer, A. & Muller, G., 1983. Diagenesis in recent sediments. *In* G. Larsen & G. V. Chilinger (Eds.), *Diagenesis in sediments and sedimentary rock, Dev. Sedim.*, **25**, 115-212.

Stein, R., 1986. Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. *In* E. T. Degens (Eds.), *Biogeochemistry of black shales, Mitteilungen aus dem Geol.-Pal. Inst. der Univ. Hambourg*, **60**, 55-70.

Stein, R., 1991. Accumulation of Organic carbon in marine sediments. *Lecture notes in Earth Sciences*, **34**, 217 pp.

Stets, J. & Wurster, P., 1982. Atlas and Atlantic structural relations. *In* U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental margin*, Springer Verlag, 69-85.

Summerhayes, C. P., 1987. Organic rich Cretaceous sediments from the north Atlantic. *In* J. Brooks & A. J. Fleet (Eds.), *Marine Petroleum source rocks, J. Geol. Soc. London, sp. pub.*, **26**, 301-316.

Terrab, S., 1994. Le Cénomanién-Turonien d'Agadir : Stratigraphie et diagenèse (Nodulisation). *Thèse 3ème cycle*, Ecole des Mines de Paris, 235 pp.

Thiede, J., 1979. Wind regimes over the late Quaternary southwest Pacific Ocean. *Geology*, **7**, 259-262.

Thiede, J. & Jünger, B., 1992. Faunal and floral indicators of coastal upwelling (NW African and Peruvian continental margins). *In* C. P. Summerhayes, L. W. Prell & K. C. Emeis (Eds.), *Upwelling systems: Evolution since the Early Miocene*, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **64**, 47-76.

Thiry, M. & Jacquin, T., 1993. Clay mineral distribution related to rift activity, sea level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic ocean. *Clay Minerals*, **28**, 61-84.

Thurrow, J., 1992. Modelling Late Mesozoic Paleocceanographic Events: The Exemple of the Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE). *Thèse habilitation*, Tübingen, 79 pp.

Tiedmann, R., Sarnthein, M. & Stein, R., 1989. Climatic changes in the Western Sahara: Aeolo-marine sediment record of the last 8 million years (sites 657-661). *In* W. F. Ruddiman & M. Sarnthein (Eds.), *sci. Results, Oc. Drill. Prog.*, **108**, 241-278.

Timofeev, P. P., Ereemeev, V. V. & Rateev, M. A., 1978. Palygorskite, sepiolite, and other clay minerals in Leg 41. Oceanic sediments: Mineralogy, Facies and genesis. *In* Y. Lancelot & E. Seibold (Eds.), *Init. rep. Deep Sea Drilling Project, Leg 41*, **XLI**, 1087-1101.

Tkac, I., Komadel, P. & Müller, D., 1994. Acid - treated montmorillonites - a study by ^{29}Si and ^{27}Al MAS NMR. *Clay Minerals*, **29**, 11-19.

Trauth, N., 1977. Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormoiron et de Salinelles (France), Jbel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol.*, **9**, 195.

Tribovillard, N. P., Cotillon, P. & Stephan, J. F., 1990. Les concrétions carbonatées des roches mères du Crétacé supérieur des Andes de Mérida (Vénézuéla). *C.R. Acad. Sci. Paris (II)*, **311**, 1227-1233.

Truyol, V., 1991. La compaction : Appréciation et quantification directes et indirectes. Implications diagénétiques. *Thèse 3ème cycle*, Ecole des Mines de Paris, 190 pp.

Tucholke, B. E. & Vogt, P. R., 1979. Western North Atlantic: Sedimentary evolution and aspect of tectonic history. *In* B. E. Tucholke & P. R. Vogt (Eds.), *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, **43**, 825-991.

Tyson, R. V., 1987. The genesis and palynofacies of marine petroleum source rocks. In J. Brooks & A. J. Fleet (Eds.), *Marine petroleum source rocks*, *J. Geol. Soc. London*, **26**, 47-67.

Vail, P. R., Colin, J. P., Du Chene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F. & Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie sequentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, 1301-1321.

Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M., Campion, K. M. & Rahmanian, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **7**, 52 pp.

Viotti, C., 1967. Résultats stratigraphiques du sondage Puerto Cansado I du Bassin côtier de Tarfaya. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **175/I**, 223-253.

von Rad, U. & Arthur, M. A., 1979. Geodynamic, sedimentary, and volcanic evolution of the Cap Bojador continental margin (NW Africa). In M. Talwani (Eds.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean: continental margin and paleoenvironment*, *Amer. Geophys. Union*, **3**, 187-203.

von Rad, U. & Einsele, G., 1980. Mesozoic-Cenozoic subsidence history and paleobathymetry of the northwest African continental margin (Aaiun Basin to DSDP 397). The evolution of passive continental margins, *Philos Trans. R. Soc. London Ser. A*, 37-50.

von Rad, U., Hinz, K., Sarnthein, M. & Seibold, E., (Ed.) (1982). *Geology of the Northwest African Continental margin*. Springer-Verlag, 703 pp.

Warren, B., Stommel, H. & Swallow, J. C., 1966. Water masses and patterns of flow in the Somalie basin during the southwest monsoon of 1964. *Deep sea research*, **13**, 825-860.

Weaver, C. E., 1989. Clays, Muds, and Shales. *Dev. Sedimentology*, **44**, 819 pp.

Weaver, C. E. & Beck, K. C., 1977. Miocene of the S.E. United States - a model for chemical sedimentation in a peri-marine environment. *Sediment. Geol.*, **17**, 1-234.

Whitten, E. H. T., 1976. Geodynamic significance of spasmodic, Cretaceous, rapid subsidence rates, continental shelf, U.S.A. *Tectonophysics*, **36**, 133-142.

Wiedmann, J., Butt, A. & Einsele, G., 1978. Vergleich von marokkanischen Kreide-Küstenaufschlüssen und Tiefseebohrungen (DSDP): Stratigraphie, Paläoenvironment und Subsidenz an einem passiven Kontinentalrand. *Geol. Rdsch.*, **67**, 454-508.

Wiedmann, J., Butt, A. & Einsele, G., 1982. Cretaceous stratigraphy, environment, and subsidence history at the Moroccan continental margin. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental margin*, Springer-Verlag, 366-395.

Wiedmann, J., Einsele, G. & Immel, H., 1978. Evidence faunistique et sédimentologique pour un upwelling dans le bassin côtier de Tarfaya (Maroc) dans le Crétacé supérieur. *VIe colloque de Micropaléontologie*, Tunis. 415-441.

Wignall, P. B., 1991. Dysaerobic trace fossils and ichnofabrics in the Upper Jurassic Kimmeridge Clay of Southern England. *Palaios*, **6**, 264-270.

Wilson, M. D. & Pittman, E. D., 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence of reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sediment. Petrol.*, **47**, 3-31.

Wirth, L., 1968. Attapulgités du Sénégal Occidental. *Lab. Géol. Univ. Dakar*, **26**.

Wurster, P. & Stets, J., 1982. Sedimentation in the Atlasic Gulf II: Mid Cretaceous Events. In U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein & E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African Continental margin*, Springer-Verlag, 427-439.

**PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES**

PLANCHE 1

(Coupe de Tassegdelt Ouest)

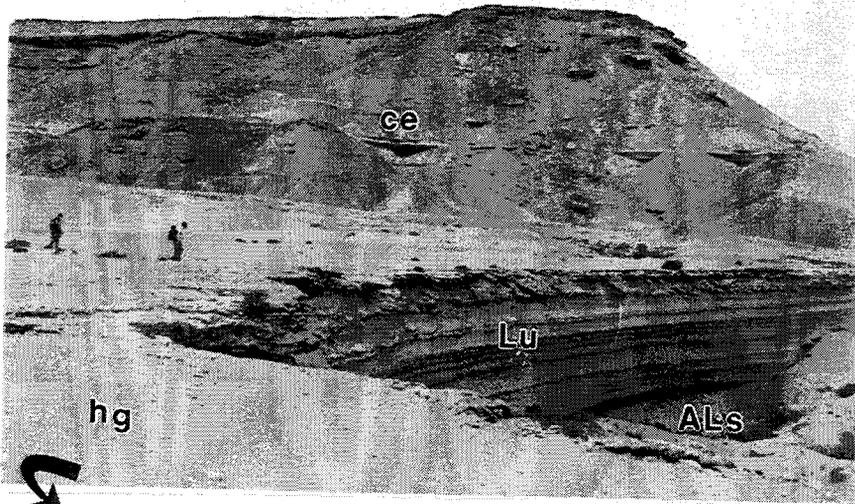
Photo 1 : Albien supérieur (ALs) , barre lumachelle (Lu) dont le toit est constitué d'une surface durcie "hard ground" (hg), (ce) Cénomaniens .

Photo 2 : Détail de la surface durcie à ammonites (hard ground) située au toit de la barre lumachellique. Elle comprend des ammonites : *Desmoceras latidorsatum*, *Mortoniceras (Durnovarites) perinflatum* (division supérieure de la zone à *S. dispar*).

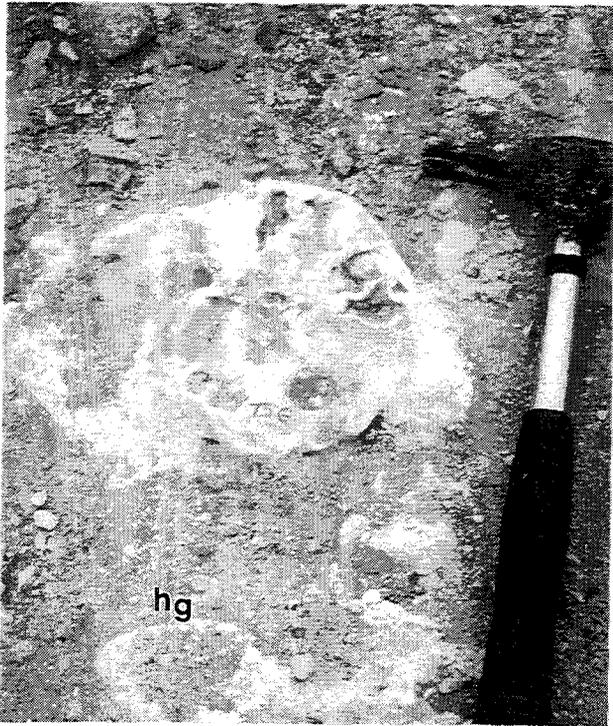
Photo 3 : Faciès gréseux très bioturbé (b) d'âge Cénomaniens montrant des laminations obliques (Lo).

Photo 4 : Détail d'un niveau bioclastique mis en place sous l'influence de tempêtes (Cénomaniens).

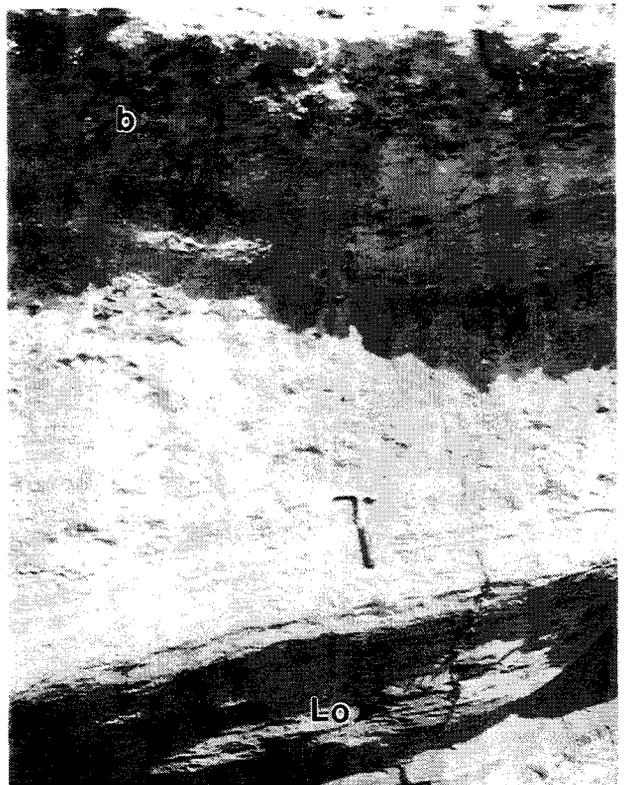
1



2



3



4

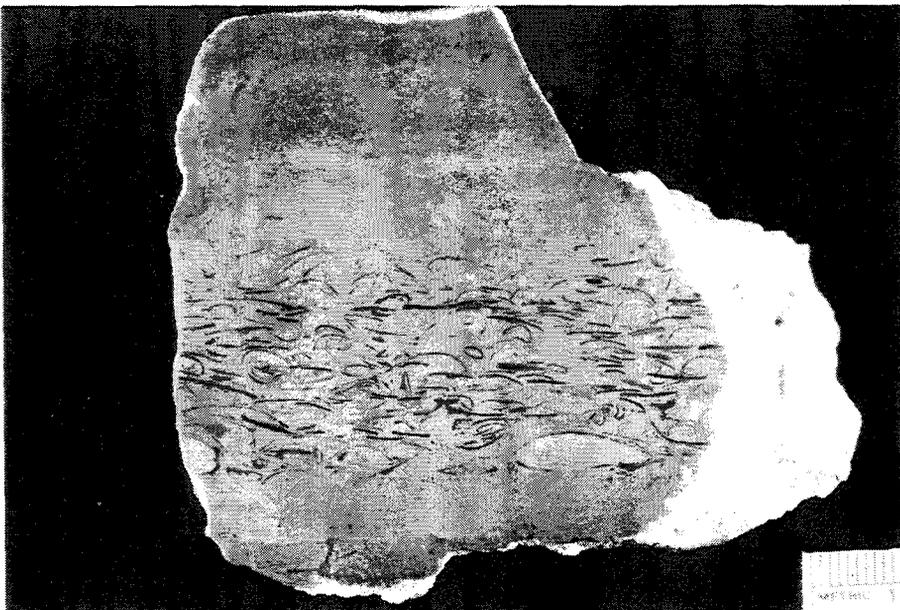


PLANCHE 2 : Foraminifères planctoniques

Barre d'échelle : 100 μm

- 1) Foraminifères planctoniques appartenant à la zone à *Helvetica*, caractéristiques du Turonien inférieur de la coupe de l'Oued Amma Fatma, échantillon n° AF 3,5

- 2) Association de foraminifères caractéristiques du Turonien de la coupe de l'Oued El Amra. AM 10

A : *Dicarinella concavata* (Turonien supérieur);

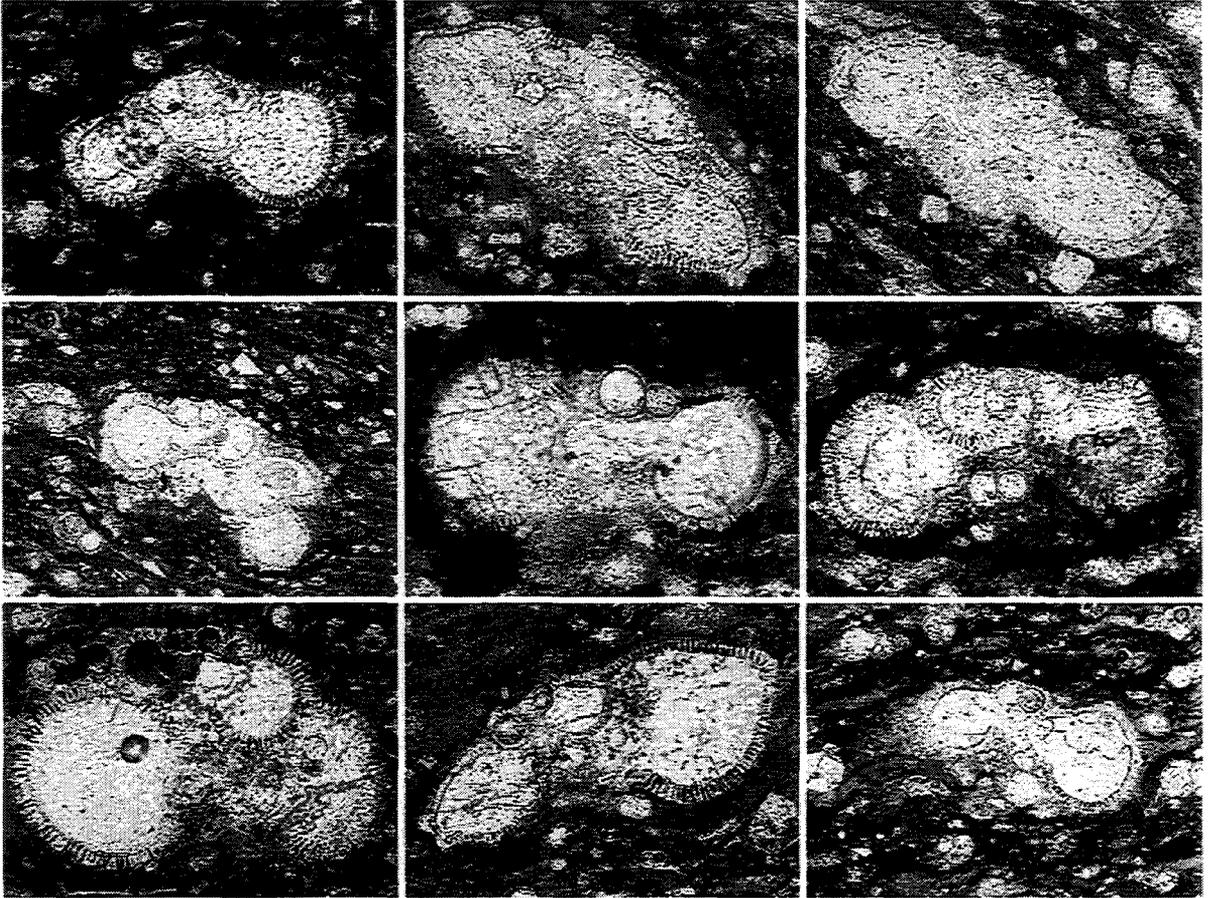
B : *Marginotruncana marianosi* (Turonien moyen à supérieur);

C : *Marginotruncana pseudolinneiana* (Turonien moyen à supérieur);

D : *Marginotruncana schneegansi* (Turonien moyen à supérieur).

PL2

1



2

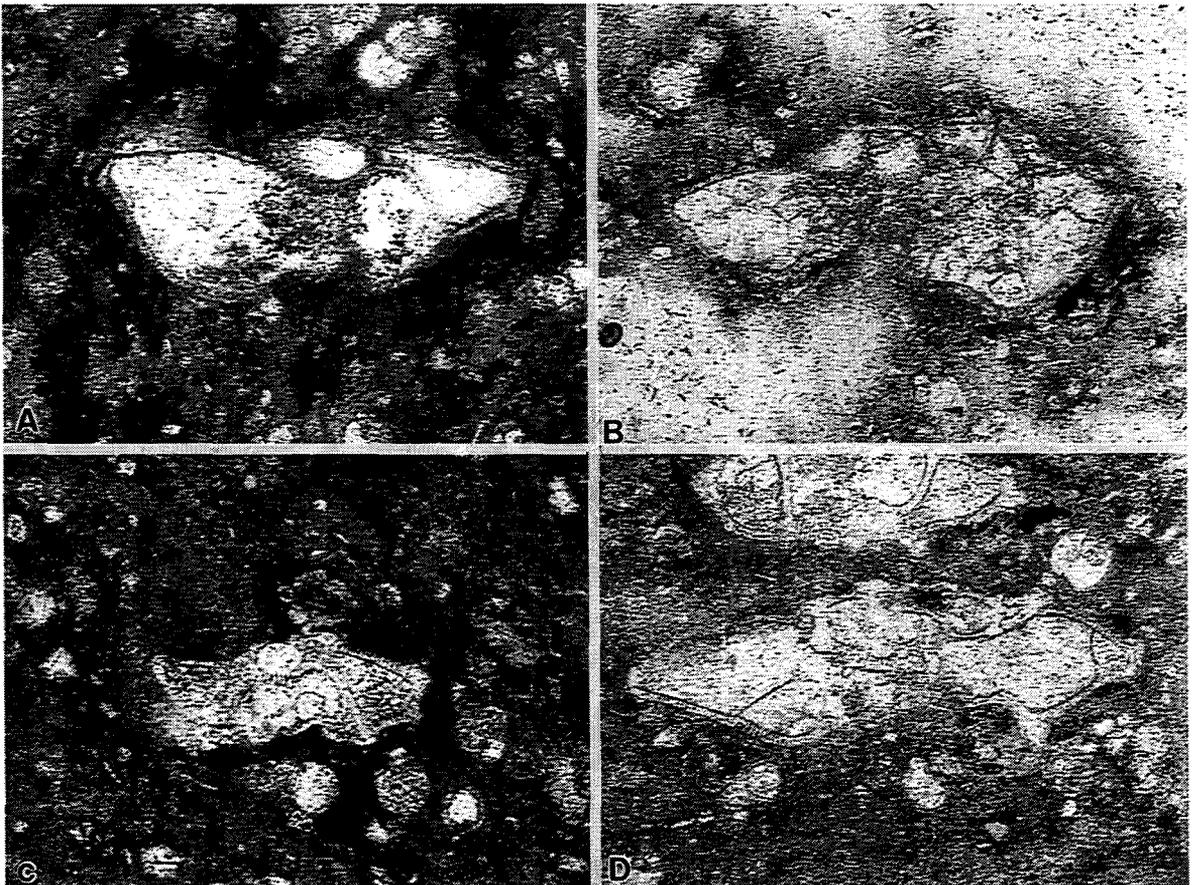


PLANCHE 3 : Microfaciès

Barre d'échelle : 2mm

- Photo A : **Microfaciès du faciès 1** : Calcaire lumachellique composé de coquilles de lamellibranches recristallisées. La matrice micritique contient des grains de quartz de petite taille. (coupe de Tassegdelt Ouest).
- Photo B : **Microfaciès du faciès 2** : Grès bioturbé à matrice micritique. Limite de bioturbation (b). (coupe de Tassegdelt Ouest).
- Photo C : **Microfaciès du faciès 3** : Calcaire lumachellique à coquilles monospécifiques granoclassées. (coupe de Tassegdelt Ouest).
- Photo D : **Microfaciès du faciès 4** : Calcaire à texture "wackestone" à foraminifères et fragments millimétriques à plurimillimétriques de bivalves sans orientation préférentielle. (coupe de l'Oued Amma Fatma).
- Photo E : **Microfaciès du faciès 5** : Argile silteuse à matrice micritique. (coupe de l'Oued Chebeika).
- Photo F : **Microfaciès du faciès 6** : Calcaire à texture "wackestone à packstone" contenant des coquilles de lamellibranches, des foraminifères et des pellets fécaux (p). (coupe de l'Oued El Amra).
- Photo G : **Microfaciès du faciès 7** : Calcaires à texture "wackestone" composé de diatomées (d), radiolaires (r), calcisphères (c) et pellets fécaux (p). (coupe d'Akhfenir).
- Photo H : **Microfaciès du faciès 8** : Calcaire finement laminé, avec alternance de lamines claires riches en microfaune (foraminifères, calcisphères) et lamines sombres constituées d'un mélange d'argile et de matière organique. (coupe de la Carrière des schistes bitumineux).

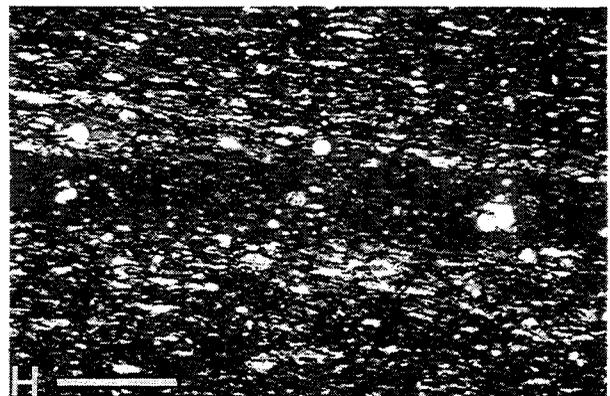
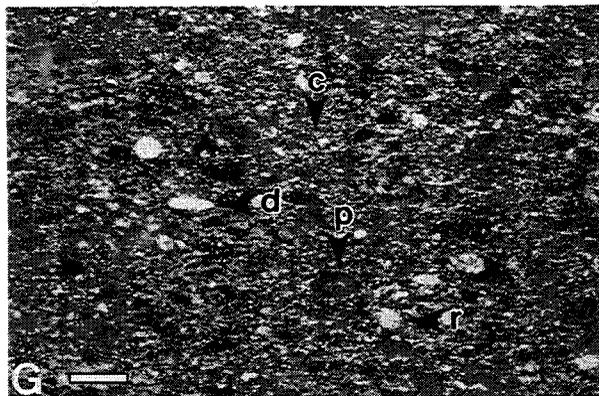
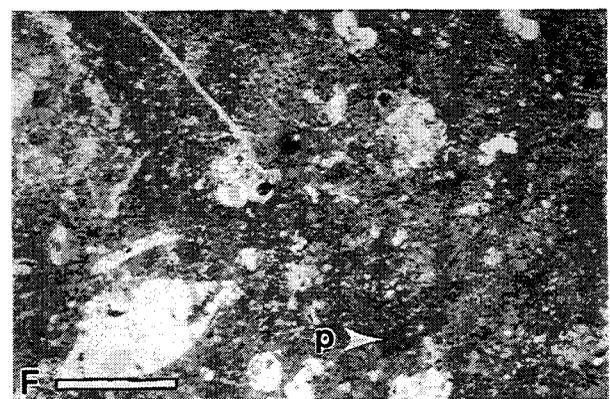
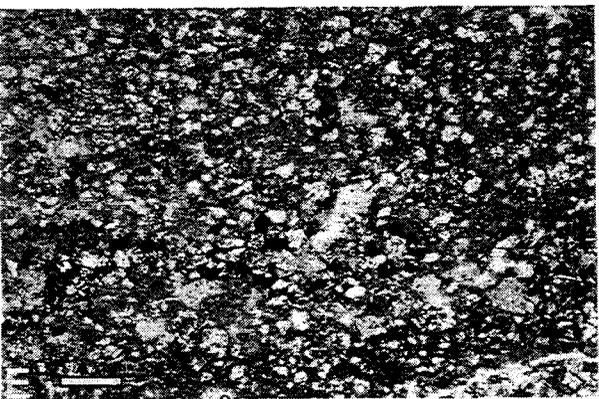
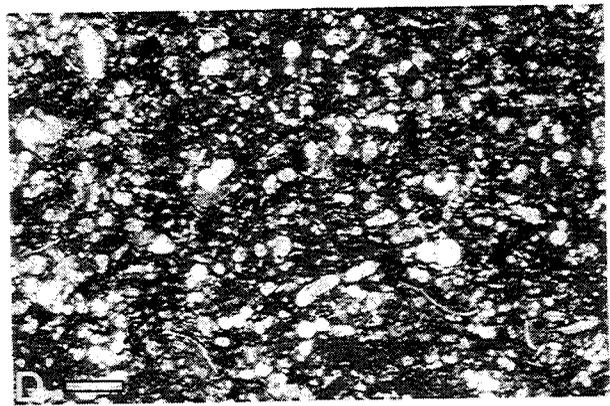
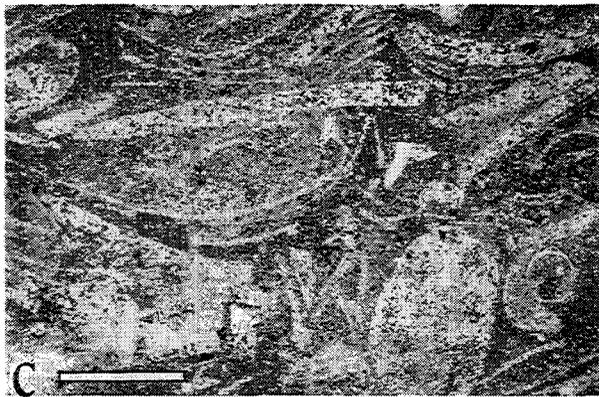
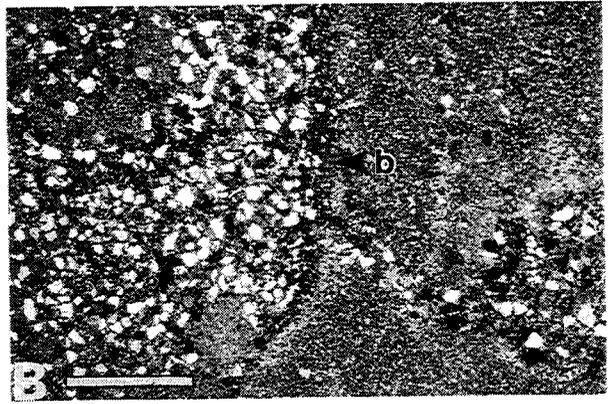


PLANCHE 4

(Microscopie électronique à balayage)

Photo A et B : Turonien de la coupe de l'oued El Amra. Épine de radiolaires associés à des coccolithes.

Photo C : Turonien inférieur de la coupe de l'oued Amma Fatma. Coccolithes en bon état de préservation.

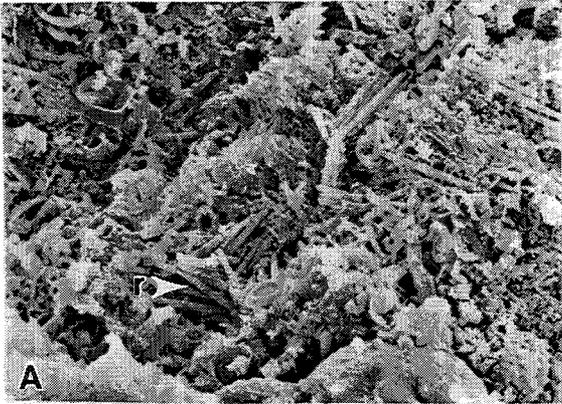
Photo D : Turonien inférieur de la coupe de l'oued Amma Fatma. Diatomées (d) associés à des coccolithes.

Photo E : Turonien inférieur de la coupe de l'oued Amma Fatma. Diatomée en cours de recristallisation par la calcite (d).

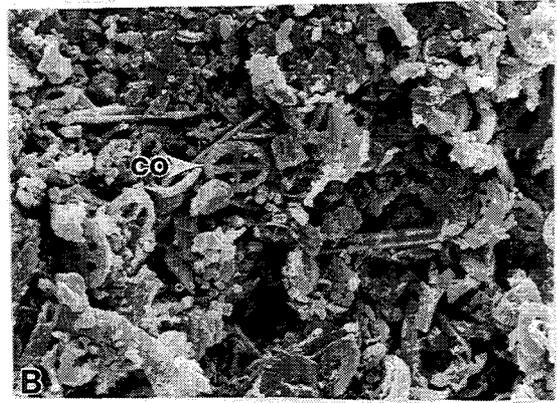
Photo F : Turonien inférieur de la coupe de l'oued Amma Fatma. Calcisphères (ca).

PL4

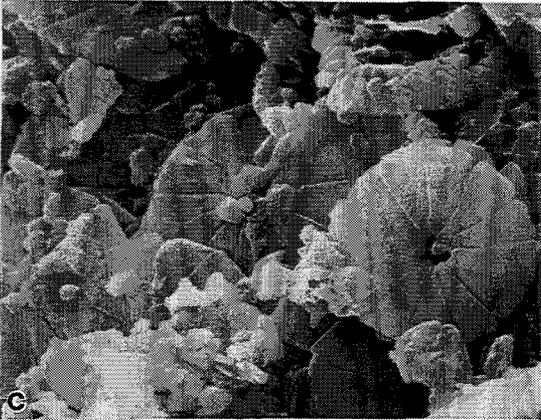
20µm



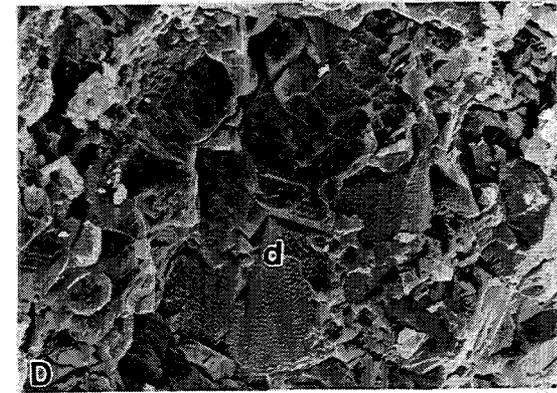
20µm



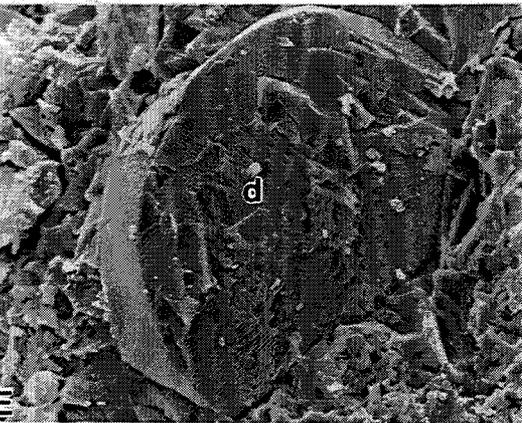
2µm



20µm



20µm



10µm

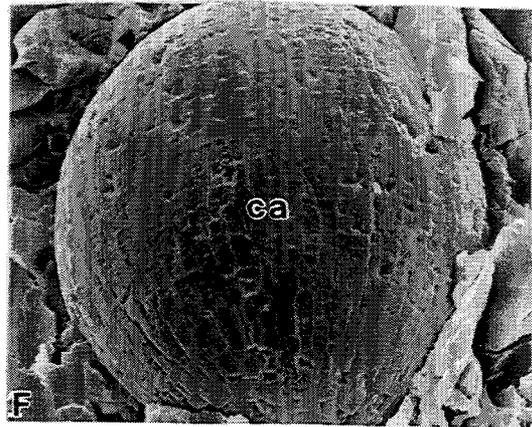


PLANCHE 5 : Pellets fécaux

Barre d'échelle : 0,25mm

Photo A : Turonien inférieur à moyen de la coupe de l'Oued El Amra : Section transversale et longitudinale d'un pellet de type *Favreina*.

Photo B et C : Détails d'une section longitudinale et d'une section transversale.

Photo D : Détail de la section longitudinale. Notons la présence de foraminifères et de calcisphères à l'intérieur de la section.

Photo E : Santonien de la coupe d'Akhfènir. Échantillon composé essentiellement de pellets fécaux. Notons la présence de deux formes différentes : arrondies et aplaties.

Photo F : Cénomano-Turonien de la coupe de Tassegdelt Est : Calcaire à pellets et diatomées.

Photo G : Cénomano-Turonien de la coupe de Tassegdelt Est. Détail de la photo F montrant l'abondance des diatomées.

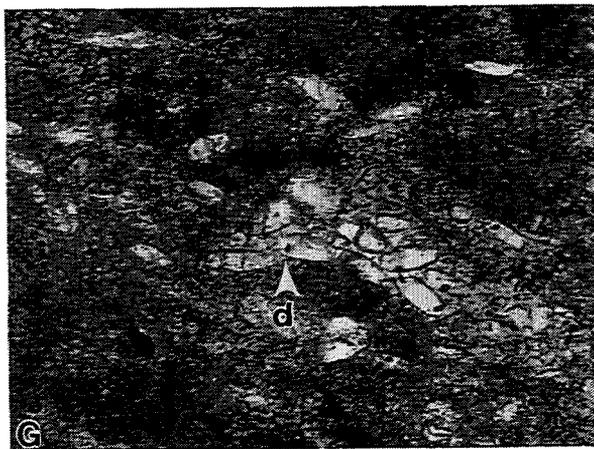
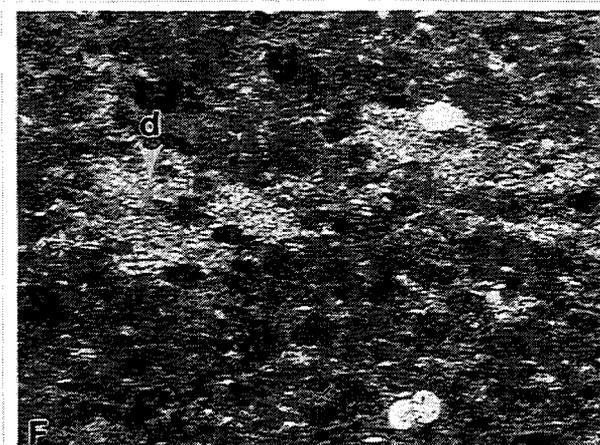
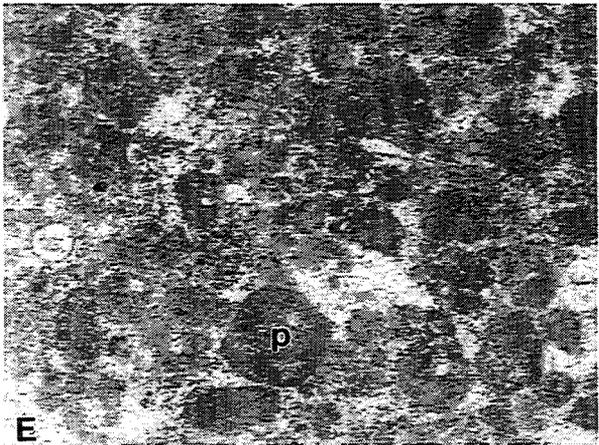
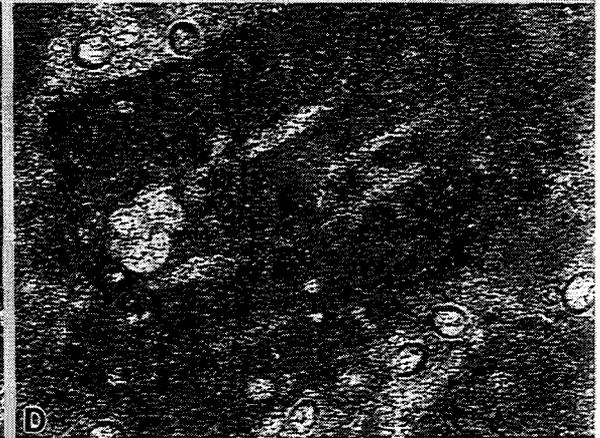
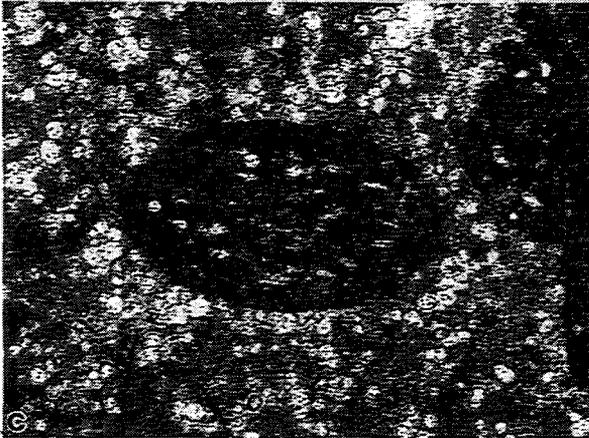
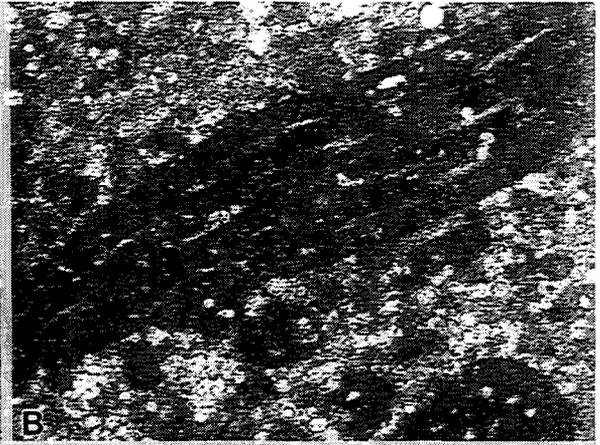
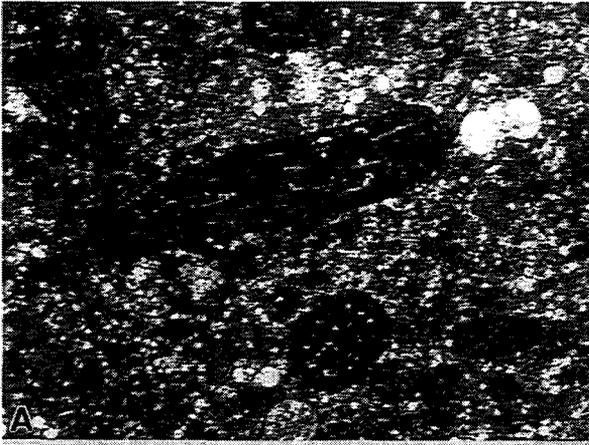


PLANCHE 6

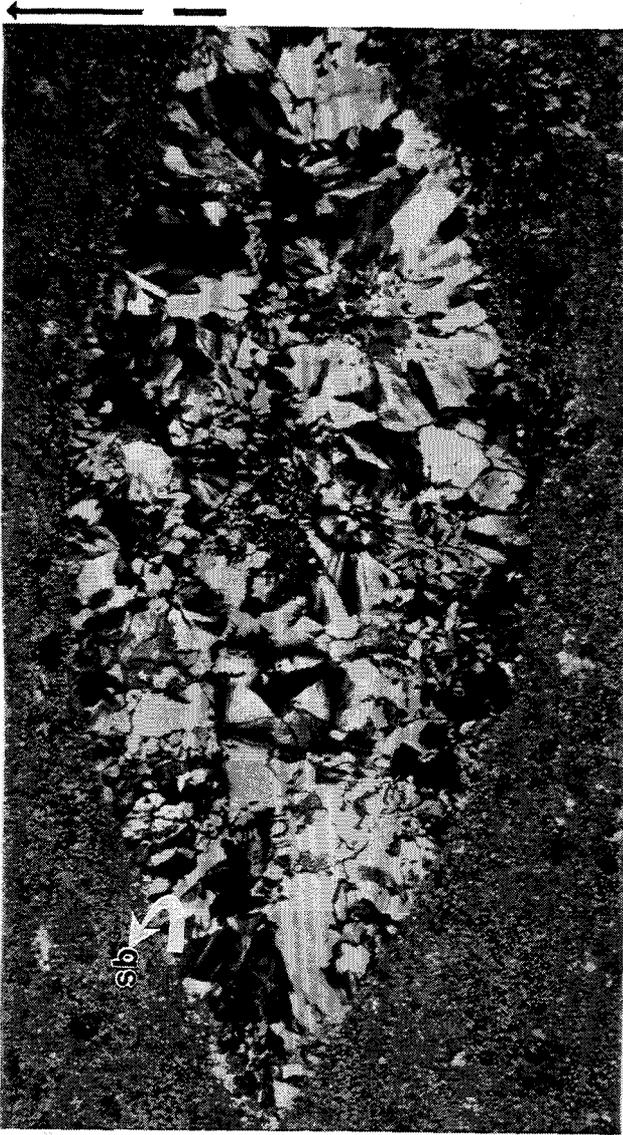
Barre d'échelle : 1mm

Photo 1 : Échantillon issu de la coupe d'Akhfênir (Coniacien supérieur-Santonien) montrant l'épigénisation complète d'un lamellibranche par la silice biogène.

Photo 2 : Échantillon issu de la coupe d'Akhfênir (Santonien) montrant le début d'épigénisation d'un Inocéramide.

Photo 3 : Échantillons issus de la coupe de la carrière de la Sebkhâ Tazra (Cénomaniens supérieur). Laminations fines montrent une alternance entre niveaux à foraminifères et niveaux à pellets fécaux (A). Détail de la photo (A) montrant les pellets écrasés (B). Pellets fécaux écrasés (p) et débris phosphaté (ph) (C). Pellet avec des restes de foraminifères (f) à l'intérieur (D).

1

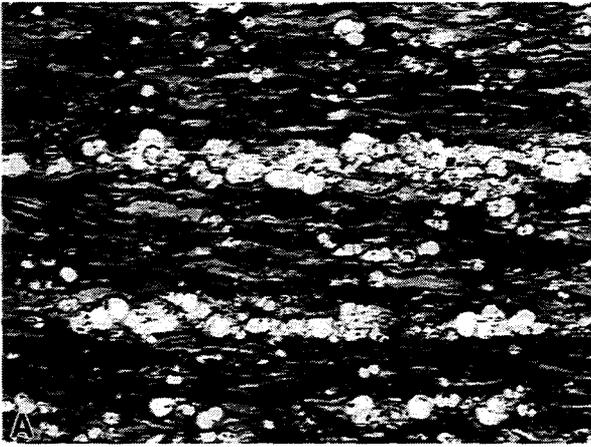


173
PL6

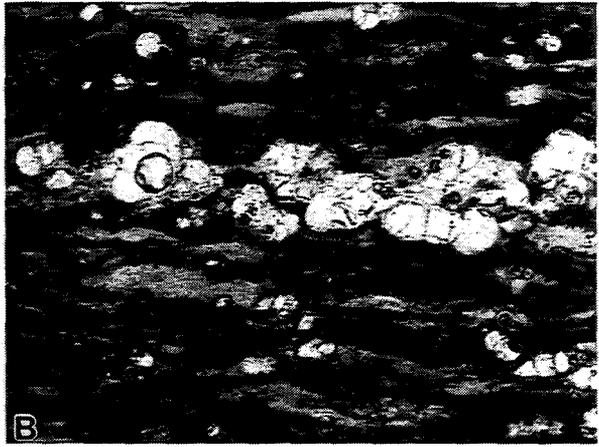


2

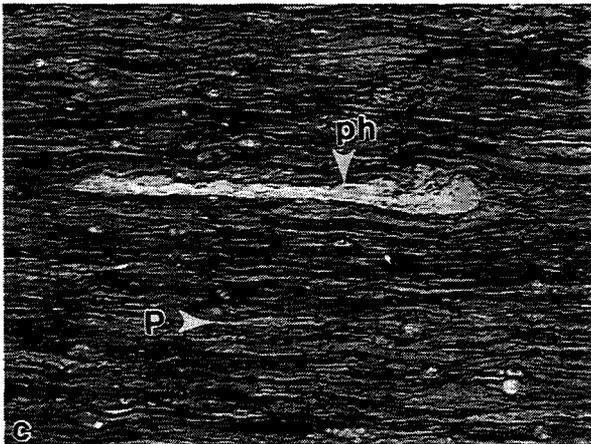
3



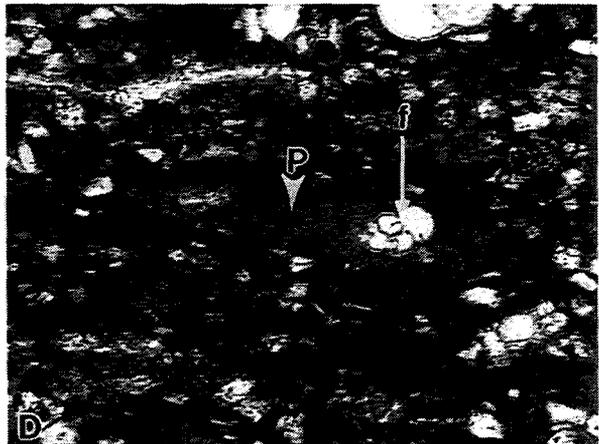
A



B



C



D

PLANCHE 7 : Les nodules de type 2

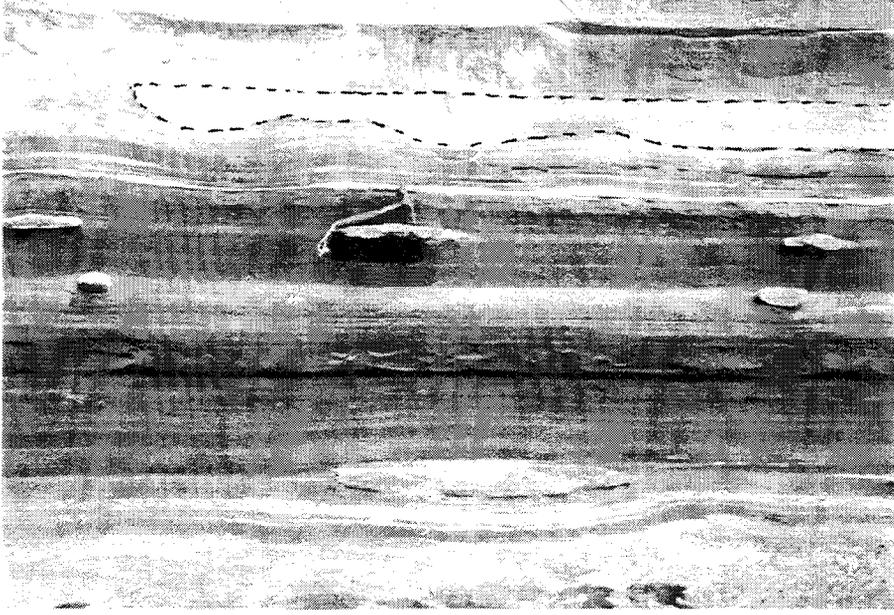
(Coupe de l'Oued Amma Fatma)

Photo 1 : Banc calcaire lenticulaire à base érosive intercalé dans les marnes noires.
(AF 3,2 m).

Photo 2 : Banc calcaire, lenticulaire, coquiller et à base érosive intercalé dans les marnes noires. (AF 4 m).

Photo 3 : Banc calcaire à stratifications entrecroisées en mamelons
(Hummocky cross stratification). (AF 12 m).

1



2



3

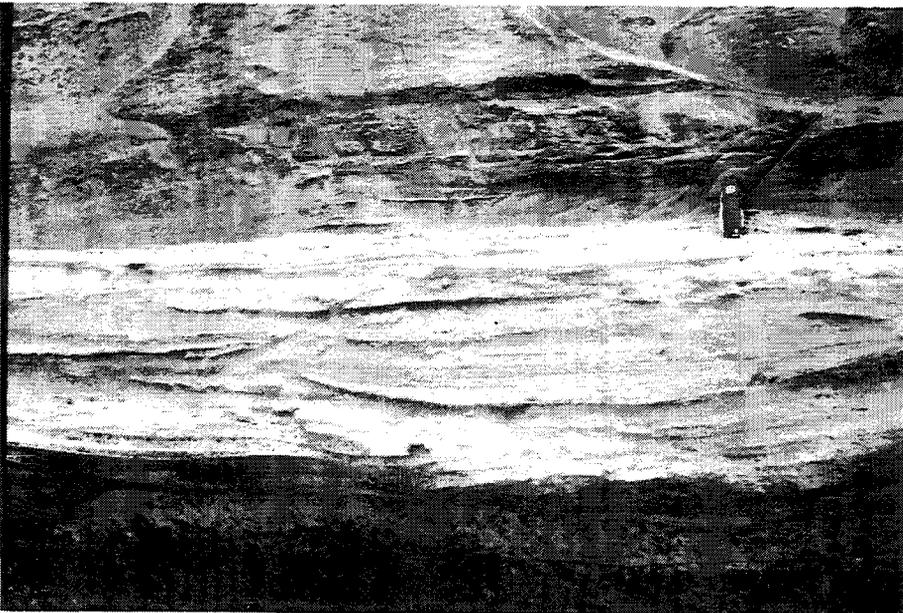


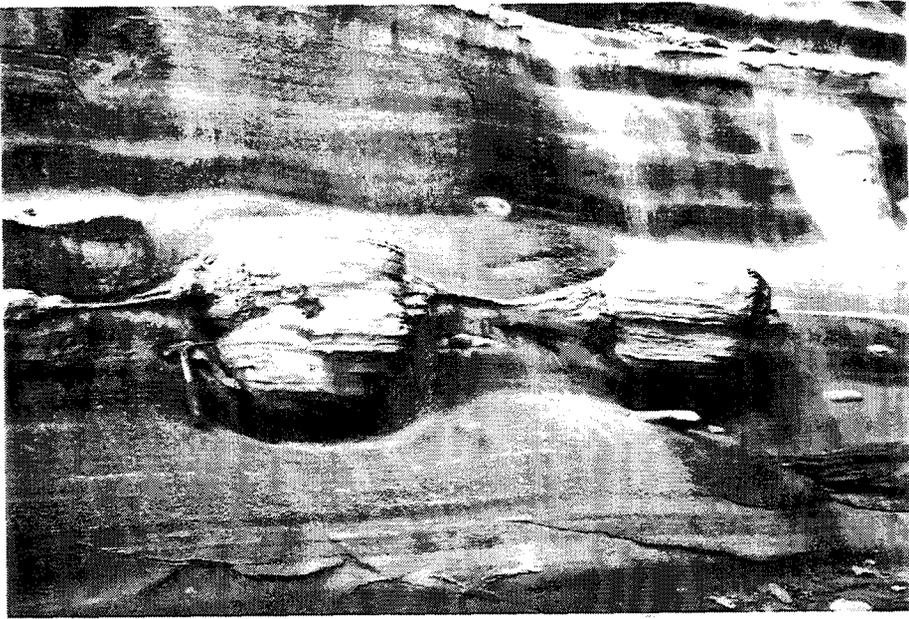
PLANCHE 8 : Les nodules de type 1

Photo 1 : Nodules carbonatés à ailes de silex dans leur encaissant de marnes noires très finement laminées (coupe de l'Oued Amma Fatma, Turonien inférieur).

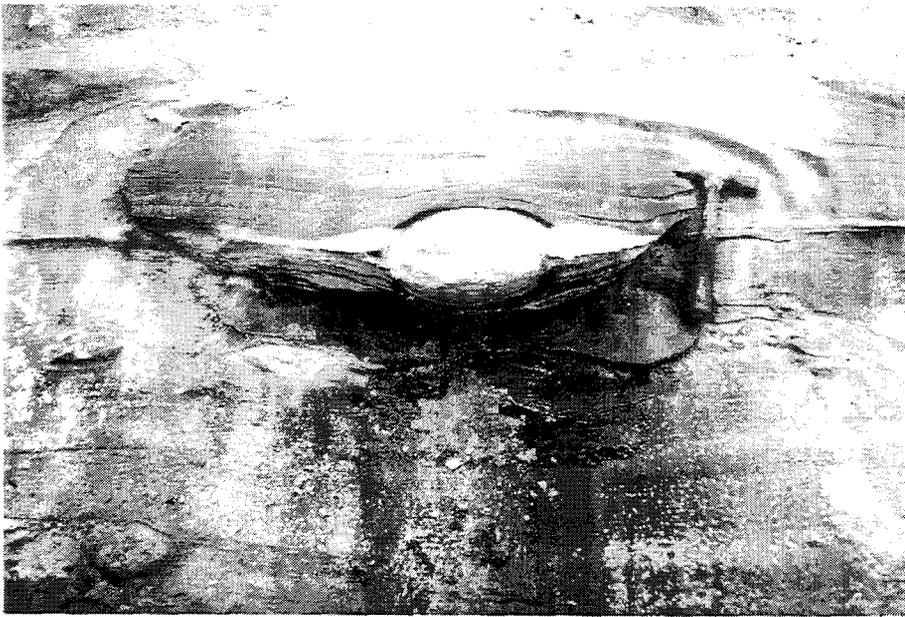
Photo 2 : Échantillon du nodule carbonaté AF1 (type 1) prélevé pour analyses (coupe de l'Oued Amma Fatma).

Photo 3 : Échantillon du nodule carbonaté issu de la coupe d'Akhfènir = AK1 (type 1) prélevé pour analyses. Noter l'existence d'une bordure siliceuse.

1



2



3

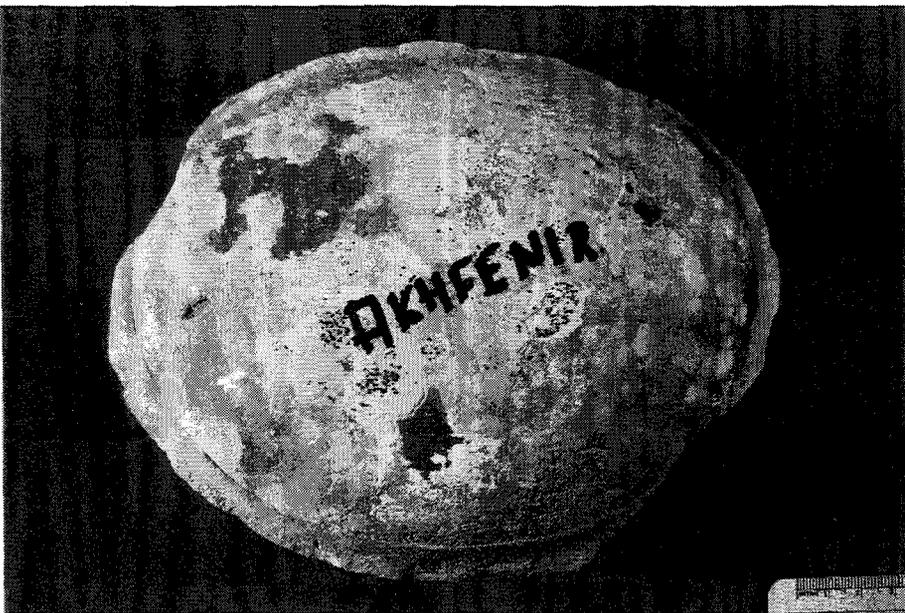
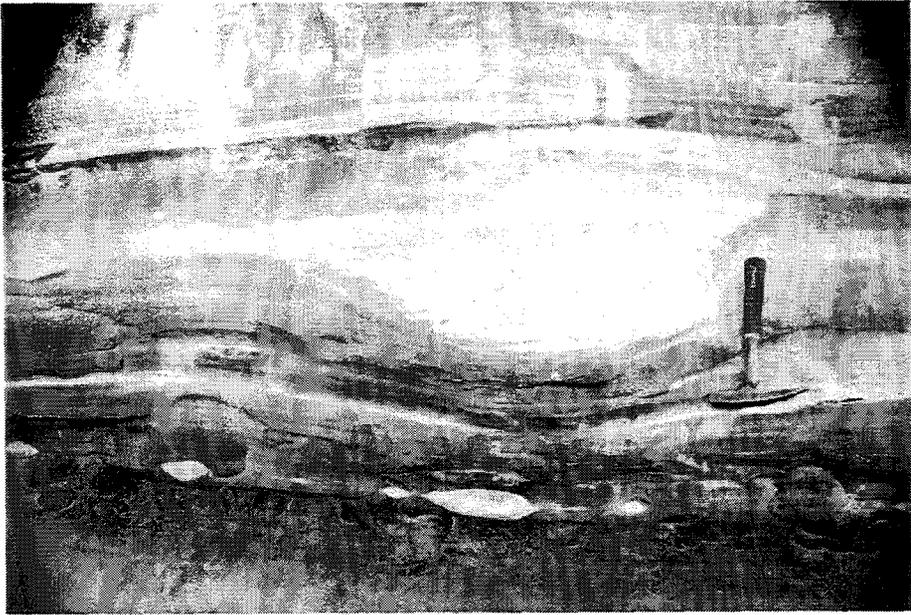


PLANCHE 9

(Coupe de l'Oued Amma Fatma)

Photo 1 et 2 : Nodule de type 2 à laminations obliques. (AF 7 m).

1



2



PLANCHE 10

Barre d'échelle : 0,25mm

Photo A : Lame mince au sein d'un nodule de type 1 (coupe de l'Oued Amma Fatma).
Calcaire à pellets et diatomées dans une matrice micritique.

Photo B : Détail de la photo A montrant des pellets et des diatomées en bon état de
préservation.

Photo C : Détail de la photo A montrant les diatomées, les calcisphères et les pellets.

Photo D : Nodule de type 2 (coupe de l'Oued Amma Fatma). Calcaire à pellets et
Buliminidés (bu) où la matrice est micritique.

Photo E : Nodule de type 2 (coupe de l'Oued Amma Fatma). Débris de coquilles de
lamellibranche associés à des Buliminidés (bu).

Photo F : Section d'ammonite (am) observée en cathodoluminescence montrant la
silicification de la partie externe de la coquille.

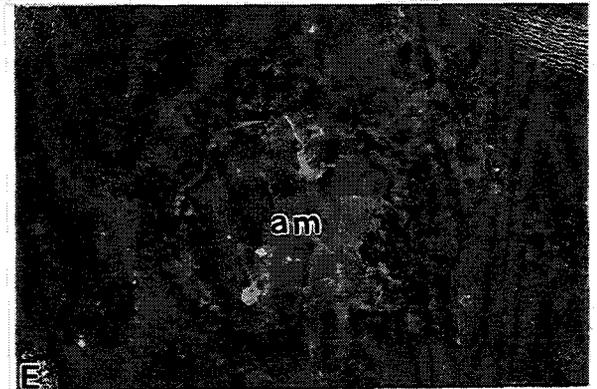
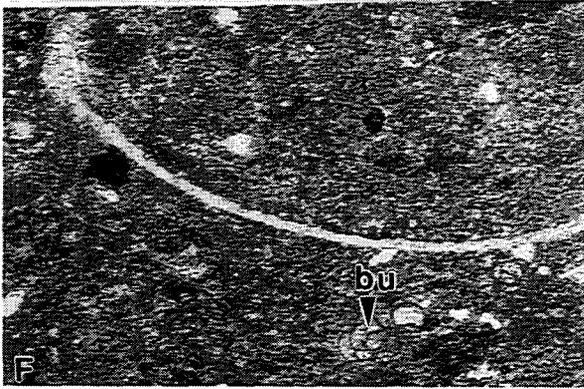
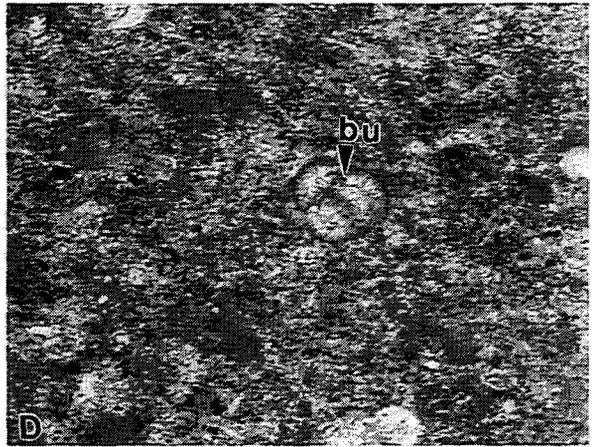
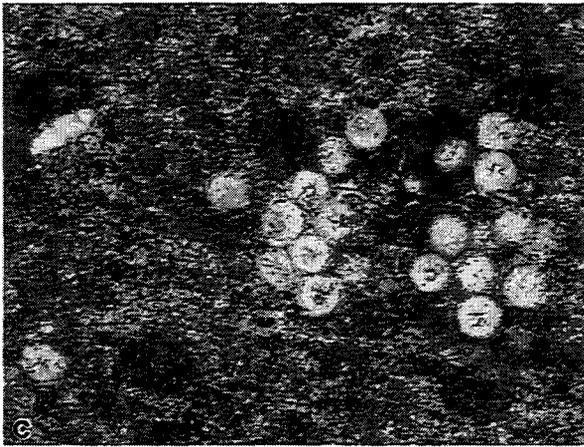
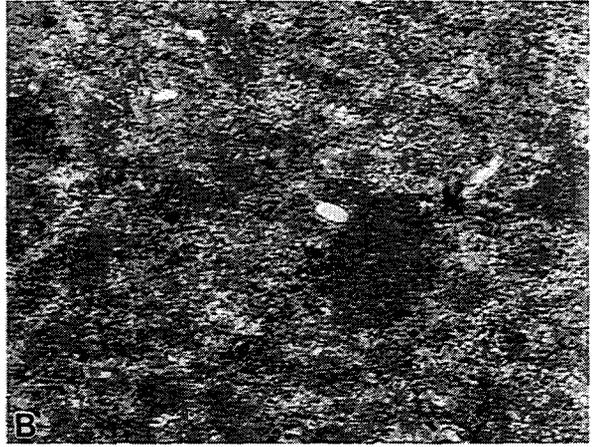
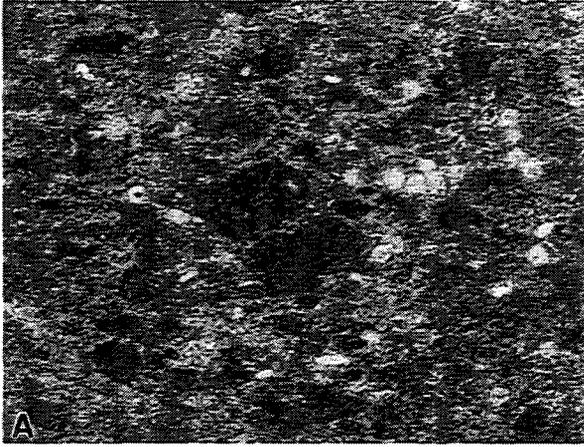


PLANCHE 11

(Microscopie électronique à balayage et à transmission)

Photo A : Échantillon prélevé dans le nodule de type 1 issu de la coupe de l'Oued Amma Fatma. Pyrite framboïdale et lépisphère de silice dans une loge de foraminifères.

Photo B : Détail de la photo (A). Pyrite framboïdale (Py) et lépisphère de silice (L).

Photo C : Échantillon pris au niveau de la bordure du nodule de type 1 issu de la coupe de l'Oued Amma Fatma. Loge de foraminifère (f) en cours de recristallisation par la silice (s) au dessus de laquelle on note la présence de pyrite framboïdale (Py).

Photo D : Turonien inférieur de la coupe de l'Oued El Ouâar. Kaolinite (k) authigène "en accordéon".

Photo E : Turonien inférieur de la coupe de l'Oued El Ouâar. Kaolinite authigène (k) développée à l'intérieur d'une loge de foraminifère (f).

Photo F : Passage Cénomano-Turonien de la coupe de Tassegdelt Est. Fibres de palygorskite (pa).

Photo G : Passage Cénomano-Turonien de la coupe de Tassegdelt Est. Enchevêtrement de fibres de palygorskite (pa) (Microscopie électronique à transmission)

Photo H : Passage Cénomano-Turonien de la coupe de Tassegdelt Est. Fibres de palygorskite (pa) associés à la smectite (sm).

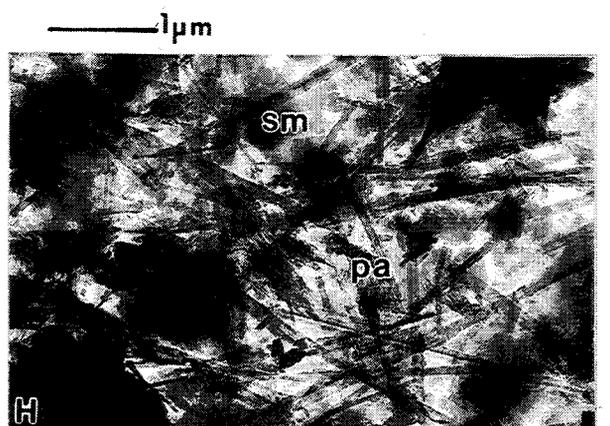
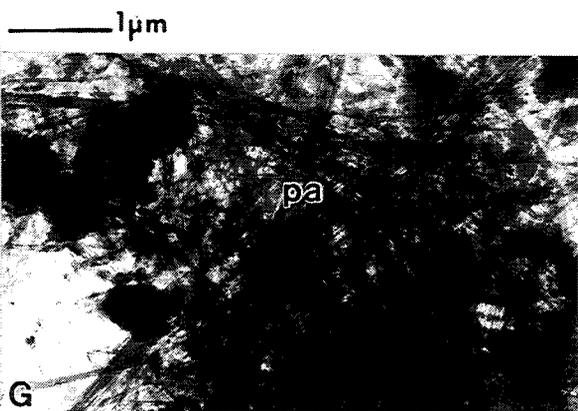
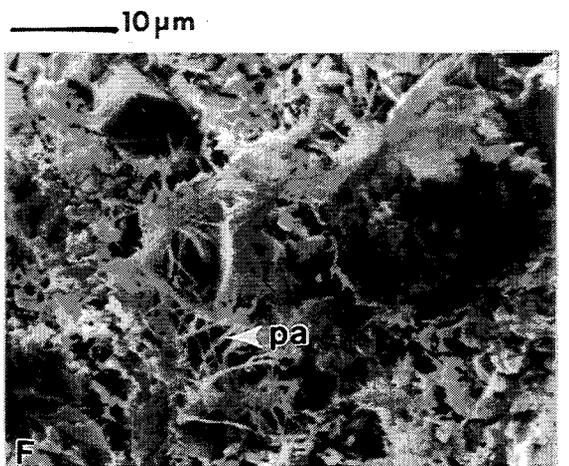
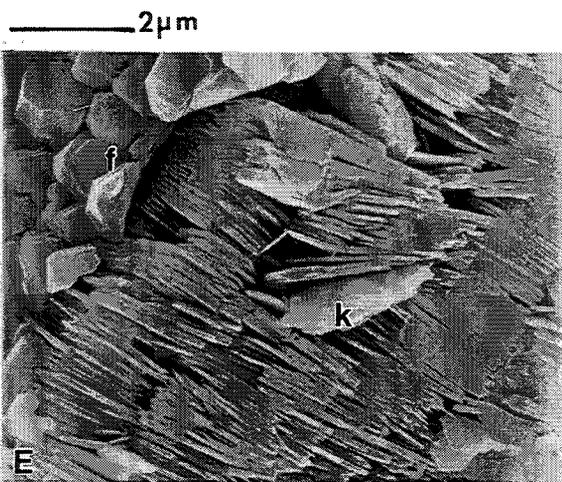
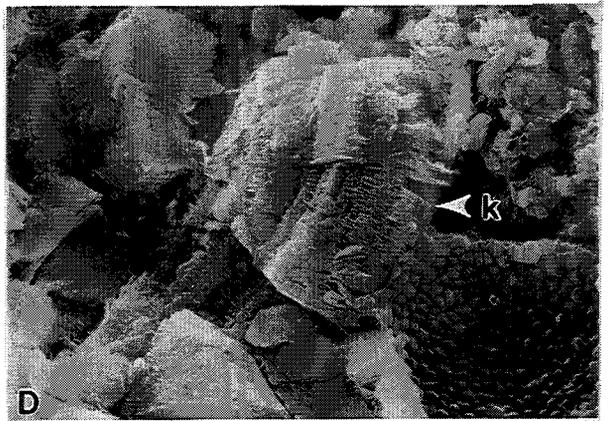
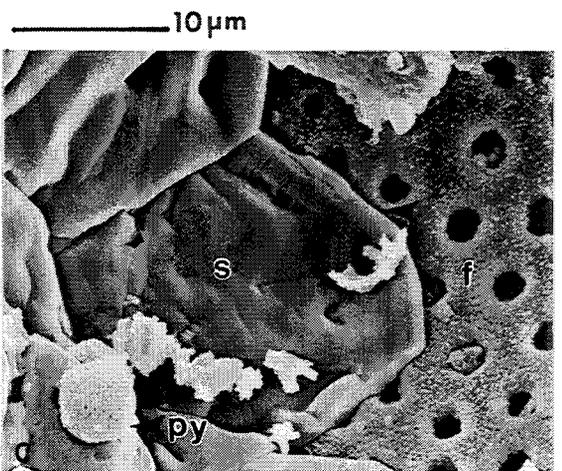
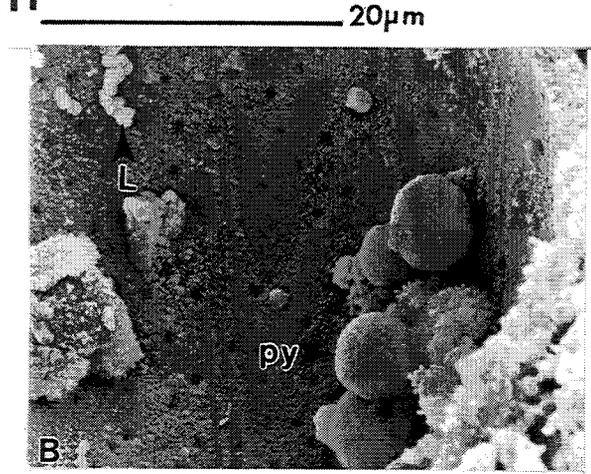
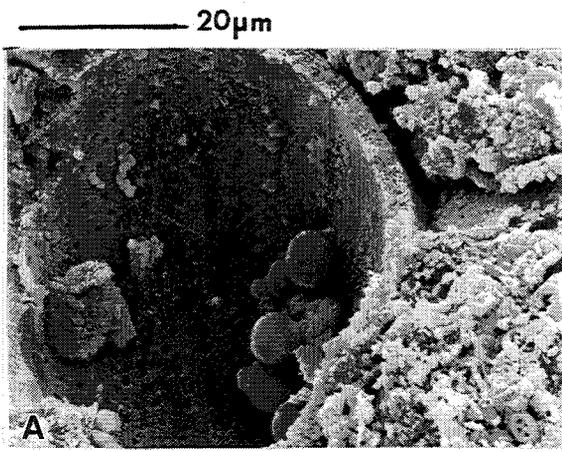


PLANCHE 12

(microscopie électronique à transmission)

Photo A : Échantillon issu de la coupe de l'Oued Chebeika (Albien supérieur). A côté de l'illite (i) détritique on observe des petites particules de kaolinite.

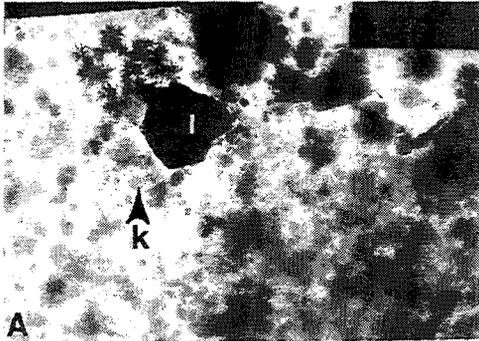
Photo B : Échantillon issu de la coupe de Tassegdelt Ouest (Albien supérieur). Mélange d'illites et de kaolinite. Assemblage minéralogique voisin de que celui de la coupe de l'Oued Chebeika (photo A).

Photo C : Échantillon issu de la coupe de Tassegdelt Ouest (Cénoomanien). Mélange d'interstratifié (I/S) et de kaolinite.

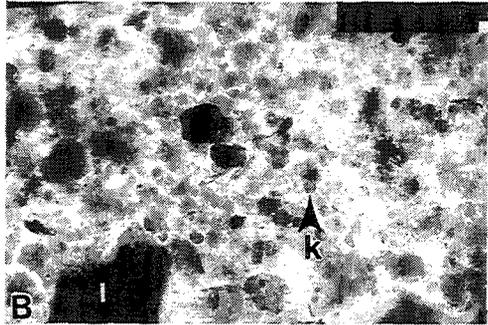
Photo D : Échantillon issu de la coupe de la Sebkha Tah (Campanien). A côté d'une particule de kaolinite, noter la présence de matière organique entourant des petites particules floconneuses.

185
PL12

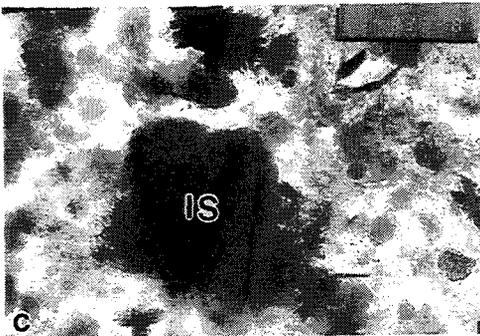
1 μ m



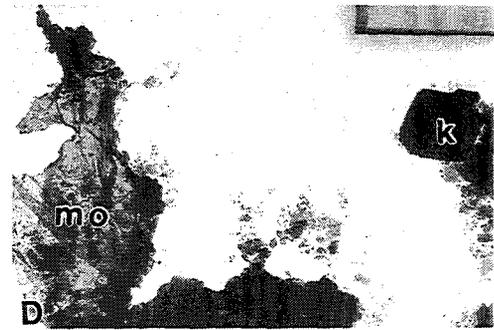
1 μ m



1 μ m



1 μ m



LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Cadre géographique et géologique de la marge Nord-Ouest africaine (d'après von Rad *et al.*, 1982).

Figure I.2 : coupe interprétative orientée Est-Ouest passant par les sondages de Puerto Cansado et d'El Amra, avec la projection du sondage de Chebeika (échelle des hauteurs 2000m=1cm; d'après Choubert *et al.*, 1966).

Figure I.3 :A) Section transversale continent-ocean (SE-NO) réalisée à partir des interprétations des profils sismiques. B) Taux de subsidence Mésozoïque-Cénozoïque (m/m.y.), changement de la profondeur d'eau et taux d'accumulation au niveau de trois sites différents (51A-1, 369 et 397). (d'après von Rad et Einsele, 1980 & von Rad et Arthur, 1979).

Figure I.4 : Cadre géologique du Bassin de Tarfaya.

Figure I.5 : Carte paléogéographique montrant les déplacements des continents durant l'ouverture de l'Atlantique (d'après Emery & Uchupi, 1984).

Figure I.6 : Localisation des sites des Leg 41 et 47; — — Zone magnétique stable.

Figure I.7 : Histoire de la subsidence et fluctuation de la tranche d'eau (W.D.=water deep) depuis le Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur.

Figure I.8 : Bloc diagramme montrant la répartition des faciès entre le site 397 et le Bassin de Tarfaya (d'après Wiedmann *et al.*, 1978).

Figure I.9 : Situation géographique du secteur d'étude et localisation des coupes.

Figure I.10 : Biostratigraphie du Crétacé supérieur du Bassin de Tarfaya basée sur les données de Collignon (1967), Lehmann (1967), Wiedmann (1978) et Kuhnt (1986).

Figure I.11 : Situation géographique des coupes de l'Oued Chebeika et Tassegdelt Est et Ouest (Carte de la région de Tarfaya 1/200 000).

Figure I.12 : Lithostratigraphie et subdivisions stratigraphiques des coupes de Chebeika, Tassegdelt et de la carrière de la Sebkhaz Tazra.

Figure I.13 : Corrélations entre la Carrière de la Sebkhâ Tazra et les forages pétroliers (d'après les rapports Shell/ONAREP, réf. EP-58054).

Figure I.14 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de Tassegdelt Est.

Figure I.15 : Situation géographique des coupes des oueds Amma Fatma, El Ouâar et El Amra (Carte de la région de Tarfaya 1/200 000).

Figure I.16 : Biostratigraphie et corrélation des lithofaciès des coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar.

Figure I.17 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de l'Oued El Amra.

Figure I.18 : Situation géographique de la coupe d'Akhfènir (Carte de la région de Tarfaya 1/200 000).

Figure I.15 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe d'Akhfènir.

Figure I.20 : Situation géographique de la coupe de la Sebkhâ Tah (Carte de la région de Tarfaya 1/200 000).

Figure I.21 : Lithostratigraphie et biostratigraphie de la coupe de la Sebkhâ Tah.

Figure I.22 : Modèle schématique montrant la répartition des principaux lithofaciès au Crétacé supérieur dans le Bassin de Tarfaya.

Figure I.23 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de l'Oued Chebeika.

Figure I.24 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de Tassegdelt Ouest.

Figure I.25 : Variations latérales des faciès de tempêtes (W : wave base, SW : storm wave base; d'après Aigner, 1982).

Figure I.26 : Relation entre la formation des bancs bioclastiques, le taux de sédimentation et la fréquence des tempêtes (*), B) coquilles bien préservées parfois en position de vie, C) coquilles brisées et remobilisées (d'après Fürsich, 1982).

Figure I.27 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de Tassegdelt Est.

Figure I.28 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe de l'Oued El Amra.

Figure I.29 : Caractéristiques sédimentologiques de la coupe d'Akhfènir.

Figure I.30 : Correlations des lithofaciès du Turonien inférieur des coupes des Oueds Amma Fatma, El Amra et El Ouâar.

Figure I.31 : Paléogéographie et circulations océaniques en Atlantique (d'après Hay et Brock, 1992; modifiée).

Figure I.32 : Modèle schématique de sédimentation de faciès riches en fraction biogénique.

Figure I.33 : Paléogéographie et mode de circulations pendant le Crétacé supérieur sur les marges atlantiques.

Figure I.34 : Épisodes de sédimentation et lithofaciès associés dans le Bassin de Tarfaya au Crétacé supérieur.

Figure II.1 : Schéma de l'appareil de cathodoluminescence Technosyn 8200 MK II.

Figure II.2 : Schéma de principe de diffractomètre.

Figure II.3 : Diffractogrammes représentatifs des différents traitements subits par le même échantillon afin de détruire la matière organique.

Figure II.4 : Courbes d'analyses thermiques différentielles des principales familles de smectites (d'après Chantret *et al.*, 1971).

Figure II.5 : Schéma de principe de Rock-Eval III "Oil Show Analyser".

Figure II.6 : Principe du cycle d'analyse du Rock-Eval (d'après Espitalié *et al.* 1985).

Figure II.7 : Principe d'un analyseur à fluorescence X. Spectromètre à dispersion angulaire de longueur d'onde à cristal analyseur plan.

Figure III.1 : Aspect d'un affleurement à l'embouchure de l'Oued Amma Fatma, rive gauche (AF1=échantillon).

Figure III.2 : Différentiation de deux types de nodules en fonction de leurs principaux composants.

Figure III.3 : Lithostratigraphie, biostratigraphie et microfaciès détaillés de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

Figure III.4 : Description des microfaciès à l'échelle du nodule (AF1).

Figure III.5 : Description des microfaciès à l'échelle du nodule (AK1).

Figure III.6 : Croissance du nodule et déformation des lamines : 1) cimentation initiale du sédiment compacté; 2) sédiment compacté autour du nodule qui continue à croître (d'après Raiswell, 1971).

Figure III.7 : Pourcentage en CaCO_3 et en COT des marnes encaissantes à l'échelle de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

Figure III.8 : Pourcentage en CaCO_3 à l'échelle de la coupe d'Akhfèmir.

Figure III.9 : Diffractogramme de RX de deux échantillons provenant de l'encaissant et du nodule.

Figure III.10 : Proportions relatives en calcite, quartz et argiles déterminées par diffraction des RX sur roche totale.

Figure III.11 : Variations selon les trois dimensions des pourcentages en CaCO_3 au sein du nodule.

Figure III.12 : Pourcentages des éléments majeurs selon un transect horizontal.

Figure III.13 : Teneurs des éléments traces.

Figure III.14 : Variations des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone.

Figure III.15 : Variations des teneurs en soufre (a) et variations des pourcentages en COT (b).

Figure III.16 : Variations des proportions relatives déterminées par diffraction des RX sur roche totale, de calcite, quartz et argiles (a) et variations des proportions des éléments majeurs (b).

Figure III.17 : Variations des teneurs en éléments traces (a) et des rapports isotopiques de l'oxygène et du carbone (b).

Figure III.18 : Emplacement des nodules de type 1 et 2 sur la coupe de l'Oued Amma Fatma.

Figure III.19 : Représentation schématique des processus chimiques qui interviennent au niveau des sites de croissance des nodules.

Figure III.20 : Représentation schématique des variations progressives de la morphologie des nodules causées par les variations du taux de sédimentation au cours du temps et par l'indice de saturation des carbonates lié à la profondeur : a) Période d'arrêt de sédimentation, b) Période où le taux de sédimentation est faible (d'après Raiswell, 1987).

Figure III.21 : Évolution diagénétique des concrétions dans les argiles oxfordiennes (d'après Hudson, 1978).

Figure III.22 : Modèle génétique des nodules de type 2.

Figure III.23 : Variations minéralogiques et isotopiques dans deux nodules du Lias supérieur UA et UB et leur sédiment encaissant (d'après Raiswell, 1981).

Figure III.24 : Évolution diagénétique des rapports isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des concrétions de l'Oxford et Amphill Clays. A, B, C et D sont les principales concrétions étudiées.

Figure IV.1 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued Chebeika.

Figure IV.2 : Minéralogie des argiles de la coupe de Tassegdelt Ouest.

Figure IV.3 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de la Carrière de la Sebkhatazra dans un diagramme IH- T_{max} .

Figure IV.4 : Minéralogie des argiles de la coupe de Tassegdelt Est.

Figure IV.5 : Minéralogie des argiles de la coupe de la Carrière de la Sebkhatazra.

Figure III.6 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de Tassegdelt Ouest dans un diagramme IH- T_{max} .

Figure IV.7 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued Amma Fatma.

Figure IV.8 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued El Ouâar.

Figure IV.9 : Caractérisation de la matière organique des coupes des Oueds Amma Fatma et El Ouâar dans un diagramme IH- T_{max} .

Figure IV.10 : Minéralogie des argiles de la coupe de l'Oued El Amra.

Figure IV.11 : Diffractogramme de rayon X d'échantillons représentatifs de la zone riche en illite et en kaolinite.

Figure IV.12 : Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite turonnière.

Figure IV.13 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de l'Oueds El Amra dans un diagramme IH-T_{max}.

Figure IV.14 : Minéralogie des argiles de la coupe d'Akhfènir

Figure IV.15 : Courbe d'analyse thermique différentielle de smectite santonnaïenne.

Figure IV.16 : Caractérisation de la matière organique de la coupe d'Akhfènir dans un diagramme IH-T_{max}.

Figure IV.17 : Minéralogie des argiles de la coupe de la Sebka Tah.

Figure IV.18 : Caractérisation de la matière organique de la coupe de la Sebka Tah dans un diagramme IH-T_{max}.

Figure IV.19 : Caractérisation de la matière organique de toute la série du crétacé supérieur dans un diagramme IH-T_{max}.

Figure IV.20 : Minéralogie des argiles et données de la matière organique de toute la série crétacé supérieur.

Figure IV.21 : Diagramme représentant le pourcentage des feuillets d'illite dans un interstratifié I/S en fonction du pourcentage du COT.

Figure IV.22 : Diffractogramme représentatif d'un échantillon pauvre en matière organique (a), diffractogramme représentatif d'un échantillon riche en matière organique (b).

Figure IV.23 : Les assemblages argileux (moyenne) des différentes sites DSDP (367, 368, 369, 370 et 397).

Figure IV.24 : Variations de l'épaisseur de la Z.M.O en fonction des fluctuations du niveau marin.

Figure IV.25 : Taux de sédimentation en fonction des teneurs en COT.

Figure IV.26 : Taux d'accumulation de la matière organique dans le Bassin de Tarfaya à l'intervalle Cénomaniens-Turonien (D'après Thurow, 1992).

Figure IV.27 : Données isotopiques (a) et géochimiques (b) du forage (S13) (D'après Thurow, 1992).

Figure IV.28 : Comparaison des données biostratigraphiques isotopiques et géochimiques dans le Bassin de Tarfaya (D'après Thurow, 1992).

Figure IV.29 : Répartition des assemblages argileux et évolution paléogéographique depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien.

Figure IV.30 : Répartition des proportions moyennes des minéraux argileux depuis l'Albien supérieur jusqu'au Campanien.

Figure IV.31 : Paléogéographie du Cénomaniens-Turonien (D'après Dercourt *et al.*, 1985).

Paramètres de la matière organique

Coupe de Tassegdelt					
Pos(m)	COT (%)	IH	Tmax	S2	OIL
22,77	0,44	89	423	0,10	0,10
29,75	0,47	97	425	0,07	0,11
42,22	0,48	72	428	0,20	0,00
76,66	0,35	68	430	0,02	0,17
112,3	0,22	46	430	0,27	0,03
118,5	0,46	46	422	0,13	0,01
Coupe de la Carrière de Sebkha Tazra					
Pos. (m)	COT (%)	IH	Tmax	S2	Oil
0,3	1,98	612	415	12,13	0,01
1	3,73	691	417	25,79	0,02
1,5	5,51	644	415	35,52	0,04
2	11,02	612	414	67,48	0,15
4	4,01	654	416	26,24	0,04
5	11,07	614	414	68,05	0,15
5,5	4,28	597	412	25,57	0,02
6	8,61	881	416	75,89	0,17
6,5	14,43	612	419	88,43	0,24
7	7,32	672	416	49,26	0,15
8	10,47	615	413	64,47	0,02
8,25	3,85	682	410	26,29	0,04
8,5	0,01	0	"	0,00	0,01
9	1,34		417	16,15	0,01
9,5	3,02	705	416	21,32	0,04
10	7,24	628	414	45,51	0,08
10,4	6,36	662	411	42,14	0,07
11	7,11	639	413	45,46	0,07
11,5	8,12	760	411	61,78	0,12
12	1,60	717	413	11,48	0,00
12,5	4,70	701	414	32,96	0,05
13	3,82	696	416	26,62	0,05
13,5	7,97	635	409	50,63	0,12
14	6,41	1123	420	72,02	0,05
15	3,74	640	410	23,94	0,06
16	12,11	633	413	76,70	0,30
16,6	15,45	729	417	112,70	0,45
17	8,81	683	412	60,20	0,16
17,6	12,28	587	405	72,10	0,24
18,4	10,87	617	411	67,08	0,32
19,5	4,99	653	414	32,63	0,09
21	8,71	890	408	77,55	0,39
21,5	8,29	630	411	58,53	0,23
22	7,97	606	418	48,34	0,19

Coupe de l'Oued Amma Fatma					
Pos. (m)	COT (%)	IH	Tmax	S2	OIL
1,35	3,53	622	409	21,99	0,10
2,9	4,80	673	411	32,33	0,11
3,1	0,22	518	415	1,14	0,00
3,5	6,25	647	408	40,49	0,17
4	1,04	473	412	4,92	0,03
4,9	0,52	480	419	2,50	0,01
5,1	4,81	594	412	28,58	0,05
5,5	6,57	630	411	41,44	0,15
6	2,93	627	410	18,40	0,09
6,5	6,29	628	405	39,55	0,15
6,8	0,81	530	414	4,30	0,00
7,1	5,83	608	406	35,46	0,18
10	5,36	622	406	33,38	0,09
Coupe de l'Oued El Ouâar					
Pos. (m)	COT (%)	IH	Tmax	S2	OIL
1,1	3,25	557	410	18,13	0,08
2,25	7,51	650	408	48,88	0,5
3,1	3,89	638	410	24,84	0,26
4,5	5,02	648	409	32,56	0,13
4,95	5,88	621	406	36,56	0,14
5,5	3,48	1075	412	37,41	0,19
6	0,26	415	413	1,08	0
6,5	5,05	632	410	31,92	0,5
7,5	10,16	615	409	62,58	0,32
8,5	6,65	579	411	38,56	0,07
9,5	6,01	654	412	39,35	0,09
10,5	2,98	940	412	27,83	0,11
11,25	0,07	100	376	0,07	0
12,1	2,90	587	411	16,45	0,14
13,1	7,20	606	411	43,67	0,51
13,9	1,93	537	414	10,37	0,1
15	3,63	613	410	22,28	0,07
15,85	7,27	665	410	48,4	0,14
16,75	1,27	542	411	6,89	0,04
17,1	5,26	642	410	33,82	0,08
17,6	0,00	0	415	0,04	0,01
18,3	4,19	571	407	23,96	0,01
Coupe de l'Oued El Amra					
Pos. (m)	COT (%)	IH	Tmax	S2	OIL
10,3	0,37	5	415	0,02	0
41	5,84	491	412	28,71	0,01
56,8	0,03	100	411	0,03	0,02
70,1	0,23	126	419	0,29	0
76,9	1,93	546	407	10,54	0,04
79,3	0,1	90	409	0,09	0
80,8	6,05	559	410	33,82	0,08
87,4	2,41	609	408	14,69	0,07
90,9	3,29	676	409	22,27	0,22
95,5	6,18	693	410	42,83	0,23
96,5	6,17	598	410	36,92	0,09
99,8	3,84	721	408	27,7	0,14

Coupe d'Akhfenir					
Pos. (m)	COT (%)	H	Tmax	S2	Oil
25,6	0,00	0	260	0,01	0,00
54	0,07	100	411	0,07	0,00
60,5	5,75	462	410	26,58	0,02
65,2	0,06	200	412	0,12	0,06
66,9	0,03	200	394	0,06	0,01
69,7	0,00	0	317	0,04	0,02
72,2	0,00	0	337	0,03	0,01
89,7	0,23	34	436	0,08	0,00
93,2	0,06	100	377	0,06	0,00
94,9	0,15	33	443	0,05	0,00
100,2	0,09	44	417	0,04	0,00
104	0,17	41	416	0,07	0,00
107	0,21	47	407	0,10	0,01
110,7	4,57	505	406	23,10	0,01
115,3	5,15	513	410	26,42	0,08
117	0,00	0	419	0,02	0,00
Coupe de la Sebkhah Tah					
Pos. (m)	COT (%)	H	Tmax	S2	Oil
15	0,00	0	211	0,04	0,01
16					
17					
18	0,01	800	329	0,08	0,01
19	0,33	81	431	0,27	0,00
20	0,48	27	433	0,13	0,00
21					
22	0,12	58	403	0,07	0,01
22,5					
23	0,08	62	445	0,05	0,00
23,75					
24,75					
25,75					
26,75	0,28	67	434	0,19	0,00
28,5	0,09	88	435	0,08	0,00
29,5	0,33	84	434	0,26	0,00
31,5	2,18	254	426	5,54	0,00
32,5	2,70	269	427	7,28	0,00
33,5	0,62	124	427	0,77	0,00
34,5					
35,5	1,47	245	429	3,61	0,00
36,5	2,77	306	428	8,49	0,00
37,5					
38,5					
39,5					
40,5					
41,5	3,50	454	422	15,92	0,01
42,5					
43,5					
44,5	3,34	394	426	13,18	0,01
Pos. (m)	COT (%)	H	Tmax	S2	Oil
45,5					
46,5					
47,5	2,76	451	424	12,45	0,01
48,5	3,61	467	427	16,87	0,11
49,5	1,93	903	421	17,43	0,02
50,5	3,56	421	428	15,01	0,03
51,5	3,13	446	426	13,99	0,01
52,5					
53,3	3,31	502	420	16,62	0,02
54,5					
55,5	2,30	435	428	10,01	0,02
56,5					
57,5	3,37	521	423	17,56	0,03
58,5	3,56	531	423	18,91	0,23
59,5	2,67	514	422	13,74	0,11
60,5					
61,5	2,17	518	426	11,26	0,14
62,5	2,63	542	423	15,09	0,05
63,5					
64,5					
65,5					
66,5	2,13	480	424	10,23	0,27
67,5					
68,5	1,69	490	428	8,29	0,06
69,25					

Analyses géochimiques des nodules

Nodule de la coupe de l'Oued Amma Fatma (type 1)														
Références	(%)							(ppm)					‰	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe Total	MgO	CaCO ₃	Ba	S	Cr	V	Ni	∂13C	∂18O
1	54,585	0,972	0,297	0,261	0,261	1,458	66	25,2	3426,3	32,4	160,2	37,8	-3,3	-3,5
2	73,48	0,89	0,32	0,28	0,28	1,31	64	21	2803	33	154	32	-2,7	-3,2
3	69,23	0,92	0,35	0,31	0,31	1,22	52	30	3165	39	167	35	-2,7	-3,7
4	98,352	0,864	0,384	0,348	0,348	0,984	45	44,4	2221,2	36	162	25,2	-2	-2,5
5	149,834	1,102	0,475	0,418	0,418	1,52	39	28,5	2433,9	47,5	197,6	30,4	-5,6	-2,8
6	5,08	0,44	0,24	0,2	0,2	3,96	97	652	2760	64	328	24	-10	-2,5
7	5,418	0,473	0,215	0,215	0,215	4,429	97	571,9	3207,8	60,2	262,3	43	-12,2	-2
8	9,85	0,55	0,3	0,3	0,3	5	96	930	3490	70	260	40	-12,4	-2
9	7,425	0,66	0,275	0,275	0,275	5,445	97	984,5	4543	93,5	258,5	38,5	-12,3	-2
10A	10,192	0,616	0,336	0,28	0,28	5,712	100	1008	5000,8	84	369,6	61,6	-12,1	-2
11	125,307	0,972	0,783	0,702	0,702	2,133	17	237,6	2937,6	56,7	270	35,1	-8,1	-2,1
12	156,78	1,224	0,594	0,522	0,522	1,35	34	0	2755,8	52,2	203,4	32,4	-0,9	-1,7
13	91,224	0,984	0,36	0,324	0,324	1,2	35	22,8	2788,8	38,4	159,6	37,2	-2,6	-2,6
14	67,73	0,93	0,31	0,28	0,28	1,2	43	24	3073	34	154	45	-3,1	-3,1
15	55,602	0,882	0,306	0,27	0,27	1,233	54	11,7	3270,6	30,6	146,7	54,9	-3,5	-3,4
Nodule de la coupe d'Akhfènir (type 1)														
Références	(%)							(ppm)					‰	
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe Total	MgO		Ba	S	Cr	V	Ni	∂13C	∂18O
1	25,88	0,25	0,13	0,11	0,227	0,65		2210,4	"	72	288	32,4	-8,4	-2,8
2	1,26	0,22	0,1	0,09	0,18	0,72		1328,6	"	116,8	306,6	51,1	-11,4	-2,1
3	1,19	0,02	0,08	0,07	0,14	0,73		1298,6	"	120,4	369,8	68,8	-12,1	-2

